



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DO GRUPO  
ARAÍ E SEU EMBASAMENTO NA REGIÃO SUDESTE DE ARRAIAS - TO**

**Rodrigo Fernandes Freitas**

Trabalho Final de Curso

**Rio de Janeiro – RJ**

**2017**

**Rodrigo Fernandes Freitas**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DO GRUPO  
ARAÍ E SEU EMBASAMENTO NA REGIÃO SUDESTE DE ARRAIAS - TO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à  
Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte  
dos requisitos necessários para a aprovação no  
Curso de Geologia.

Orientadores:

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo

Prof. Dr. Gustavo Luiz Campos Pires

Rio de Janeiro – RJ

2017

Freitas, Rodrigo Fernandes  
Mapeamento geológico e caracterização petrográfica das rochas do Grupo Araí e seu embasamento na região sudeste de Arraías - TO

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao corpo docente do curso de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro – 2017

Orientadores: Prof. Dr. Everton Marques Bongioio e Prof. Dr. Gustavo Luiz Campos Pires.

1. Petrografia 2. Mapeamento geológico 3. Grupo Araí

I. Freitas, Rodrigo Fernandes

II. Universidade Federal do Rio de Janeiro

III. Mapeamento geológico e caracterização petrográfica das rochas do Grupo Araí e seu embasamento na região sudeste de Arraías - TO

CDD

**Rodrigo Fernandes Freitas**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DO GRUPO  
ARAÍ E SEU EMBASAMENTO NA REGIÃO SUDESTE DE ARRAIAS - TO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à  
Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte  
dos requisitos necessários para a aprovação no  
Curso de Geologia.

Aprovado em \_\_\_\_ de \_\_\_\_ de \_\_\_\_.

---

Prof. Dr. Gustavo Luiz Campos Pires  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

Prof. Dra. Cícera Neysi de Almeida  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

*“Obstáculos não podem te parar. Se você topar com uma parede, não vire e desista.  
Descubra como escalá-la, passe por ela, trabalhe nisso.” – Michael Jordan*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus, meus pais e irmã por tudo que fizeram por mim. Estes são as pessoas mais importantes da minha vida e levarei todos os valores e experiências de vida ensinados comigo para onde eu for. Além desses, também agradeço a minha namorada (Marina Santos Botelho) por todas as alegrias, lembranças e momentos que pude me desligar um pouco do estresse do dia a dia e aproveitar o que a vida pode nos proporcionar e o restante da minha família pelo apoio incondicional.

À Codelco do Brasil Mineração LTDA. pela oportunidade de realizar este trabalho junto a empresa e ensinamentos passados durante os dois anos que passei como estagiário. Em especial, gostaria de agradecer ao Alexandre Carnier por ter sido um grande orientador, chefe e, mais que isso, um amigo que consegui quando entrei na empresa, ao Felipe Brandão por todo o apoio e novos conhecimentos adquiridos durante a etapa de campo e ao Marcos Gonçalves pelo incentivo de fazer uma atividade de campo e ter maior aprendizado como estagiário.

Ao meu orientador Everton M. Bongioiolo e coorientador Gustavo Luiz C. Pires pela paciência, ensinamentos e, principalmente, apoio. Foram de grande importância em um momento limiar em minha trajetória profissional tê-los comigo.

A todos os professores da graduação que tiveram alguma contribuição (mesmo que mínima) para o meu crescimento intelectual e profissional. Em especial, a professora Cícera Neysi que, além de me orientar em diversos projetos de iniciação científica, foi minha orientadora acadêmica e sempre me deu muito apoio em minhas estratégias durante a graduação. E aos demais funcionários, especialmente os motoristas que sempre nos acompanharam nas viagens.

Ao Pedro Miloski, pela amizade desde o início da faculdade e pela ajuda durante a etapa final da monografia (na descrição e com discussões produtivas), à Leticia Moura por, além de uma grande amiga, ter me ajudado com ótimas correções e observações neste trabalho e ao Salomão Nunes pela amizade e por ter marcado todas as minhas idas ao LAGESED para fazer fotomicrografias das lâminas delgadas do trabalho.

Ao grupo “canal baleia” por serem os melhores amigos que alguém poderia ter. Vocês me fizeram crescer pessoalmente. A conquistas de um, sempre é uma conquista de todos e ainda vamos comemorar muitas conquistas. São amigos que irei levar para a vida toda

À todos os amigos verdadeiros que conquistei durante todos esses anos, companheiros de viagem e de vida. Todos me fizeram crescer muito profissionalmente. Em especial, quero agradecer ao Victor Henrique Guimarães, Jonathas Luiz, João Vitor Rebouças, Felipe Castro, Gabriel Eloy, Edgard Pires, Claudio Luiz, Juliana Vilhena, Matheus Cabral, Victor Menezes e Bernardo Rangel por terem feito todos esses anos de universidade serem melhores.

## RESUMO

A área mapeada, que está localizada no Sudeste de Tocantins, em Arraias, pertence a Faixa Brasília. Inicialmente, a escolha da área se deu devido processamento dos dados públicos disponibilizados de geoquímica e geofísica pela equipe da Codelco. Entretanto, o objetivo principal foi associar as unidades da área com as descritas regionalmente para a Suíte Aurumina e Formação Arraias, Grupo Araí.

As rochas encontradas na região mapeada foram classificadas por meio da mineralogia e granulação identificada como metatonalito, quartzito e metadacito. Utilizando o mapa geológico regional é possível comparar as rochas descritas pelo autor como pertencentes ao Grupo Araí e Suíte Aurumina, com as rochas encontradas na área mapeada.

O pacote de quartzitos repousa em discordância erosiva sobre a unidade plutônica metatonalito. Posteriormente essas litologias são cortadas pela intrusão da unidade metadacito. Em seguida, há uma deformação onde as rochas são dobradas com eixo NW - SE, e depois falhadas (reversas) no sentido do cráton São Francisco.

A petrografia revelou cloritização dos minerais máficos, seritização de plagioclásio e K-feldspato, saussuritização do plagioclásio e carbonato substituindo plagioclásio. Dessa forma acredita-se que a assembléia metamórfica encontrada no metatonalito e metadacito seja composta por epidoto, carbonato, clorita e sericita, sugerindo que as rochas de ambas unidades foram submetidas a metamorfismo de grau semelhante e classificado como fácies xisto verde baixo.

Utilizando a classificação da fácies metamórfica e o mapeamento geológico confeccionados durante o presente trabalho, juntamente da análise das falhas reversas e as camadas dobradas assimétricamente, pode-se perceber em qual contexto tectônico a área mapeada está inserida. Dessa forma, podemos concluir que a área em questão está inserida no contexto do domínio externo, onde somente a principal fase de deformação pode ser caracterizada.

Palavras-Chave: Petrografia, Mapeamento geológico, Grupo Araí.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1: PRINCIPAIS RIFTES NO BRASIL CENTRAL, DENTRE OS QUAIS SE DESTACA O RIFTE DO ARAÍ E DO ESPINHAÇO (ADAPTADO DE MARQUES, 2010). .....	14
FIGURA 2: MAPA DE PONTOS DA ÁREA MAPEADA SOBRE A IMAGEM DO BASEMAP DO ARCGIS ONDE É A ÁREA MAPEADA. ....	17
FIGURA 3: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (RETÂNGULO VERMELHO) E SUAS PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO EM VERDE PAVIMENTADAS E EM VERMELHO ESTRADA DE TERRA. ....	18
FIGURA 4: MAPA SIMPLIFICADO DA FAIXA BRASÍLIA (DARDENNE, 2000), COM A COMPARTIMENTAÇÃO PROPOSTA POR FUCHS ET AL. 2005. DESTAQUE NO GRUPO ARAÍ (EXTRAÍDO DE PIMENTEL & BOTELHO, 2001) E PARA ÁREA DE ESTUDO (RETÂNGULO VERMELHO). ....	20
FIGURA 5: INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS SOBRE IMAGEM SRTM ENCONTRADOS NA REGIÃO DE ESTUDO. DESTAQUE PARA A VARIAÇÃO DE ORIENTAÇÃO EM UM MESMO NÍVEL EM RELAÇÃO AO RELEVO, SUGERINDO ESTRUTURAS POSTERIORMENTE VERIFICADAS EM CAMPO. ....	25
FIGURA 6: INTERPRETAÇÃO UTILIZANDO IMAGEM DE SATÉLITE ONDE FORAM RECONHECIDAS TRÊS LITOLOGIAS DIFERENTES. ....	26
FIGURA 7: INTERPRETAÇÃO UTILIZANDO GEOFÍSICA (TERNÁRIO) ONDE FORAM RECONHECIDAS QUATRO LITOLOGIAS DIFERENTES, ONDE CORES MAIS BRANCAS CORRESPONDEM A ROCHAS SEDIMENTARES, MAIS AVERMELHADAS A PLUTÔNICAS E MAIS ESCURAS A VULCÂNICAS. ....	27
FIGURA 8: A: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO CONFECCIONADO A PARTIR DOS TRABALHOS DE CAMPO; B: SEÇÃO GEOLÓGICA A - A'. ....	29
FIGURA 9: A: AGLOMERADO DE SEIXOS CIMENTADOS POR CROSTA LATERÍTICA NA REGIÃO ONDE SE ENCONTRA OS METATONALITOS DA ÁREA MAPEADA; B: AFLORAMENTO BEM PRESERVADO DOS METATONALITOS. ....	30
FIGURA 10: ASPECTO MACROSCÓPICO DO METATONALITO, PONTO RF45-TO. ....	31
FIGURA 11: A: AFLORAMENTO EM DRENAGEM EVIDENCIANDO O MERGULHO PARA SW DAS CAMADAS DE QUARTZITO ENCONTRADAS NA ÁREA DE ESTUDO (PONTO RF20-TO); B: AMOSTRA DE MÃO DE QUARTZITO, PONTO RF06-TO. ....	32
FIGURA 12: AMOSTRA INTemperizada DE METADACITO COM RESQUÍCIO FENOCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO E QUARTZO (PONTO RF35-TO). ....	32
FIGURA 13: A – ASPECTO MACROSCÓPICO DE METADACITO PORFIRÍTICO (PONTO RF103-TO) COM DESTAQUE PARA CRISTAIS DE MAGNETITA COM PERITA INTERCRESCIDA; B – IMAGEM OBTIDA POR LUPA DIGITAL DESTACANDO A ÁREA DO RETÂNGULO VERMELHO EM (A). ....	34
FIGURA 14: QUARTZITO COM NÍVEIS PELÍTICOS DOBRADOS COM PLANO AXIAL NW – SE. ....	35
FIGURA 15: ESTERIOGRAMAS EM HEMISFÉRIO INFERIOR MOSTRANDO POLOS DE PLANOS DE S1 SEDIMENTAR COM MERGULHOS ORA PARA SW ORA NE, SUGERINDO DOBRAS COM EIXO N-S. ....	35
FIGURA 16: A: PLAGIOCLÁSIO (NICÓIS CRUZADOS – 2,5X); B: QUARTZO COM CONTATOS SUTURADOS (NICÓIS CRUZADOS – 2,5X); C: BIOTITA ALTERANDO PARA CLORITA E ZIRCÃO INCLUSO (NICÓIS CRUZADOS – 2,5X);	



D: MESMO DO C (NICÓIS PARALELOS – 2,5X); E: HORNBLENDA COM ZOOM NA CLIVAGEM 60º-120º (NICÓIS CRUZADOS – 2,5X E ZOOM 10X); F: MINERAL OPACO COM EPITODO EM SUA VOLTA (NICÓIS CRUZADOS – 10X); G: TEXTURA QUE SE ASSEMELHA COM “OVO FRITO” DO EPIDOTO COM ALANITA (NICÓIS CRUZADOS – 10X); H: SAUSSURITIZAÇÃO DO PLAGIOCLÁSIO (NICÓIS CRUZADOS – 20X); I: GRANADA FRATURADA (NICÓIS PARALELOS – 2,5X); J: MESMO DO I (NICÓIS CRUZADOS – 2,5X). ....	39
FIGURA 17: CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS RF45-TO E RF82-TO SEGUNDO LE MAÎTRE (2002).....	40
FIGURA 18: A: FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO COM GEMINAÇÃO CARLSBAR E ZOOM NA SERITIZAÇÃO E SAUSSURITIZAÇÃO (NICÓIS CRUZADOS - 2,5X E ZOOM 20X); B: TEXTURA MIMERQUÍTICA PRESERVADA (NICÓIS CRUZADOS – 10X); C: FENOCRISTAL DE QUARTZO E QUARTZO RECRISTALIZADO NA MATRIZ (NICÓIS CRUZADOS – 5X); D: CRISTAIS DE K-FELDSPATO BEM ALTERADOS POR FLUIDO (NICÓIS CRUZADOS – 5X); E: FENOCRISTAL DE EPIDOTO (NICÓIS CRUZADOS – 5X); F: PDRÃO CONHECIDO COMO “OVO FRITO” (NICÓIS CRUZADOS – 10X); G: FENOCRISTAL DE HORNBLENDA (NICÓIS DESCRUZADOS – 10X); H: HORNBLENDA CARACTERÍSTICA DA MATRIZ (NICÓIS DESCRUZADOS – 10X); I: BIOTITA LOCALIZADA NA MATRIZ (NICÓIS CRUZADOS – 10X); J: CRISTAL DE MICA BRANCA MILIMÉTRICO E CRISTAIS MENORES NA MATRIZ (NICÓIS CRUZADOS – 5X); K: MINERAIS OPACOS NA MATRIZ E ZOOM NOS EUÉDRICOS (NICÓIS DESCRUZADOS - 5X E ZOOM 10X); L: MINERAL OPACOS TOTALMENTE SUBSTITUÍDO (NORMALMENTE ESTÁ SUBSTITUÍDO APENAS NA BORDA; NICÓIS DESCRUZADOS – 10X); M: CRISTAL DE RUTILO (AVERMELHADO NA LUZ POLARIZADA PARALELA) E CARBONATO (NICÓIS DESCRUZADOS – 5X); N: CRISTAL DE RUTILO (AVERMELHADO NA LUZ POLARIZADA PARALELA) E CARBONATO (NICÓIS CRUZADOS – 5X)...	44
FIGURA 19: CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS DO METADACITO SEGUNDO LE MAÎTRE (2002).....	45
FIGURA 20: PSEUDOSEÇÃO PXT PROPOSTA PARA METAMORFISMO DE ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS TIPO WACKE COM A DELIMITAÇÃO DA PROVÁVEL CONDIÇÃO P-T PARA O METAMORFISMO NAS ROCHAS ESTUDADAS REPRESENTADA PELO POLÍGONO EM VERMELHO. ONDE A ASSEMBLEIA MINERAL DE EQUILÍBRIO É CALCULADA EM ESPAÇO P-T PARA UMA COMPOSIÇÃO GRANODIORÍTICA E APRESENTA QUARTZO COM TODAS AS MONTAGENS MINERAIS. (MODIFICADO DE BUCHER & GRAPES - 2011). ....	47
FIGURA 21: COMPARTIMENTAÇÃO DOS DOMÍNIOS DA FAIXA BRÁSILIA MODIFICADO DE PIMENTEL (2016) COM DESTAQUE NA ÁREA ESTUDADA (EM VERMELHO). ....	48

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1: LISTAGEM DOS PONTOS GEOLÓGICOS NOS QUAIS FORAM COLETADAS AMOSTRAS PARA CONFEÇÃO DE LÂMINAS DELGADAS. ....	16
TABELA 2: COMPOSIÇÃO MODAL DAS AMOSTRAS DO METADACITO.....	44

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais; Serviço Geológico do Brasil

*SRTM – Shuttle Radar Topography Mission*

PTOGEO – Ponto Geológico

$T_{DM}$  – Idade Manto Empobrecido

UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

*IUGS – International Union of Geological Sciences*

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>VI</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>IX</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....</b>	<b>X</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>13</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	13
1.2 OBJETIVO .....	14
1.3 METODOLOGIA .....	14
1.3.1 Atividades pré-campo .....	15
1.3.2 Atividade de campo.....	15
1.3.3 Atividades pós-campo .....	16
1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	17
<b>2 GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>19</b>
2.1 INTRODUÇÃO .....	19
2.2 GEOLOGIA DA FAIXA BRASÍLIA .....	19
2.2.1 Arco Magmático de Goiás.....	21
2.2.2 Maciço de Goiás.....	21
2.2.3 Domínio interno: Núcleo Metamórfico .....	22
2.2.4 Domínio externo: Cinturão de Dobras e Empurrões.....	22
2.3 EMBASAMENTO DO GRUPO ARAÍ.....	23
2.3.1 Formação Ticunzal .....	24
2.3.2 Suíte Aurumina.....	24
<b>3 RESULTADOS .....</b>	<b>25</b>
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO .....	25
3.1.1 SRTM .....	25
3.1.2 Fotointerpretação da imagem de satélite e geofísica.....	26
3.2 UNIDADES DE MAPEAMENTO .....	27
3.2.1 Unidade metatonalito .....	30
3.2.1 Unidade quartzítica.....	31
3.2.2 Unidade subvulcânicas porfíricas – metadacito .....	32
3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	34

3.4	PETROGRAFIA.....	36
3.4.1	<i>Metatonalito</i> .....	36
3.4.2	<i>Metadacito</i> .....	40
<b>4</b>	<b>DISCUSSÃO.....</b>	<b>46</b>
4.1	CORRELAÇÕES ENTRE AS UNIDADES DE MAPEAMENTOS E AS UNIDADES REGIONAIS DO GRUPO ARAÍ .....	46
4.2	CONDIÇÕES DE METAMORFISMO E RELAÇÃO COM AS FASES DE DEFORMAÇÃO .....	46
4.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO NO CONTEXTO DA FAIXA BRASÍLIA .....	47
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>49</b>

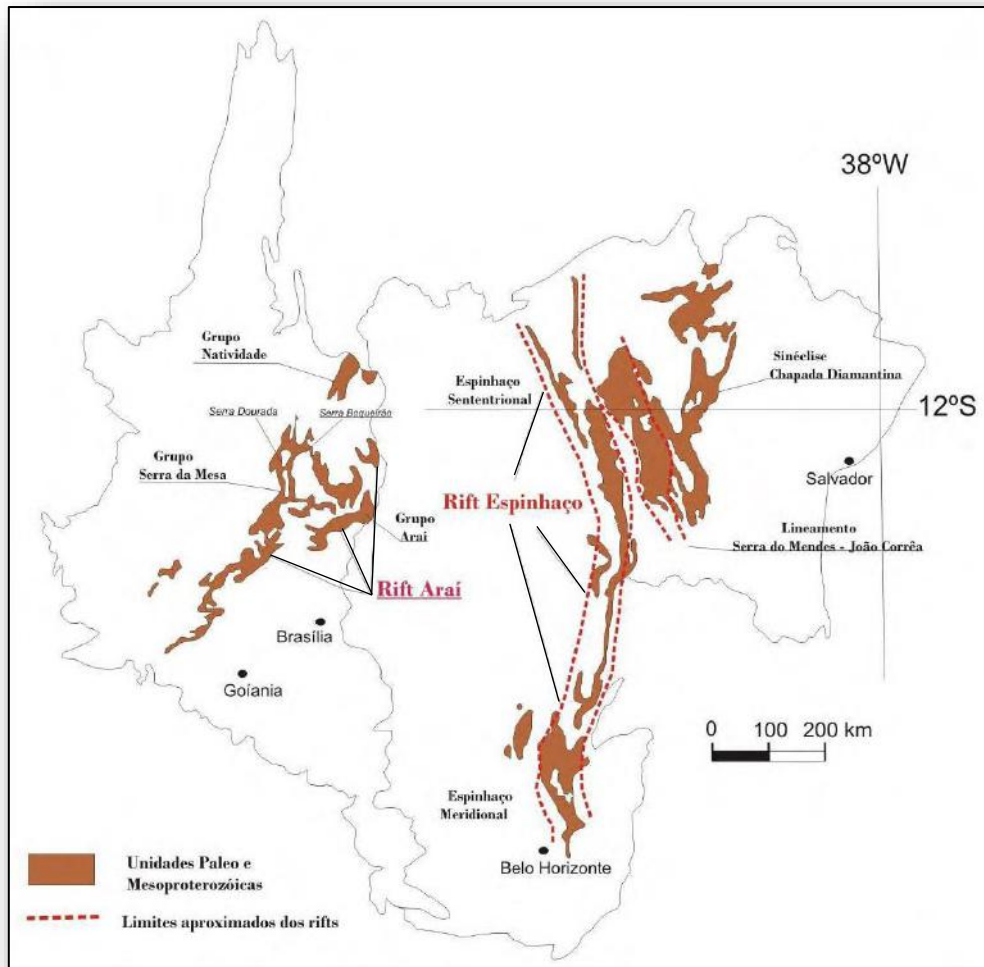
## **1 INTRODUÇÃO**

### **1.1 Apresentação**

Este trabalho está vinculado a um projeto de pesquisa mineral da empresa Codelco do Brasil Mineração LTDA. Foi orientado na etapa pré-campo pelo Coordenador de geoprocessamento e sistema de informação MSc. Alexandre Carnier Nunes da Silva, na fase do campo pelo Geólogo de exploração Felipe José Villela Brandão e, por último, na fase acadêmica pelo Prof. Dr. Everton Marques Bongioio e o Prof. Dr. Gustavo Luiz Campos Pires.

A região sudeste do estado do Tocantins e norte de Goiás já foi tema de diversos trabalhos acadêmicos, principalmente, de grupos de pesquisa da Universidade de Brasília, visto sua importância no registro da Tafrogênese Estateriana (1,8 a 1,6 Ga) no Brasil Central. Este evento consistiu em uma série de riftes com registro de sedimentação continental a marinho plataformar, além de vulcanismo bimodal (Brito Neves, 2002).

A área de estudo está localizada na região sudeste de Tocantins, onde afloram rochas vulcânicas da sucessão basal do Grupo Araí, Formação Arraias. A escolha da área teve o propósito inicial de verificar a possível ocorrência de alteração hidrotermal e mineralização de Cobre em rochas subvulcânicas identificadas na região. Entretanto, a motivação deste trabalho foi correlacionar as unidades encontradas com as já descritas do Grupo Araí e seu embasamento.



**Figura 1:** Principais riftes no Brasil Central, dentre os quais se destaca o rifte do Araí e do Espinhaço (adaptado de Marques, 2010).

## 1.2 Objetivo

O trabalho teve como objetivo principal associar as unidades da área com as descritas regionalmente para a Suíte Aurumina e Formação Arraias, Grupo Araí. Inicialmente, a escolha da área se deu devido processamento dos dados públicos de geoquímica e geofísica disponibilizados pela equipe da Codelco.

## 1.3 Metodologia

O presente trabalho foi subdividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo, descritas a seguir.

### 1.3.1 Atividades pré-campo

Executada inicialmente no escritório da Codelco do Brasil Mineração LTDA, localizado no Rio de Janeiro, com o objetivo de identificação dos principais lineamentos, feições estruturais e disposição dos corpos rochosos na área de estudo, a fim de orientar os trabalhos durante a campanha de campo. O levantamento de dados referentes à área de estudo foi realizado a partir do *site Geobank* (contendo dados, tais como a carta geológica de escala 1:250.000 da folha Arraias (Abdallah & Meneghini, 2013) e aerogeofísica, de projetos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM).

Os dados de aerogeofísica utilizados se referem ao Projeto Tocantins (1073) da CPRM, concluído em março de 2010. O projeto compreende extensão dos perfis de 164.000 km, área de 75.873 km<sup>2</sup>. As linhas de voo têm direção N-S com espaçamento de 500 m, direção das linhas de controle E-W com espaçamento de 10.000 m e altura de voo de 100 m. A interpolação da gamaespectrometria e/ou da aeromagnetometria foi utilizada para uma interpretação preliminar das possíveis litologias que seriam encontradas na área, uma vez que as rochas têm diferentes respostas para os parâmetros utilizados no Ternário, por exemplo.

Junto com a geofísica, foi utilizada imagem de satélite (imagem retirada do *basemap* do *software ArcGis for Desktop* 10.3.1 - DigitalGlobe) com objetivo de fotointerpretar diferentes litologias no terreno. Com essa imagem é possível visualizar áreas com diferentes tipos de vegetação, aspectos da rocha/afloramento (coloração, textura) e relevo (sombreamento devido à inclinação do sol no momento da aquisição das imagens).

Além disso, foi usado o modelo digital de elevação do *Shuttle Radas Topography Mission (SRTM)*, missão espacial para a obtenção do modelo digital do terreno da zona da terra entre 56° S e 60° N com resolução variando de 30 a 90 metros de pixel. O intuito é, com o sombreamento formado, visualizar lineamentos que podem representar estruturas nas rochas aflorantes na área de estudo.

### 1.3.2 Atividade de campo

A partir das fotointerpretações baseadas nas atividades pré-campo, foi realizada campanha de campo durante um mês (entre os dias 28/03/17 e 28/04/17). Nesta etapa, foram descritos cento e oito pontos geológicos (Fig. 2), a partir dos quais foi confeccionado um mapa geológico da área de interesse. Durante os trabalhos de campo, foi feita a descrição macroscópica de rochas e medidas estruturais. Foram selecionadas ao todo dezoito amostras de rochas (Tab. 1).

**Tabela 1:** Listagem dos pontos geológicos nos quais foram coletadas amostras que, posteriormente, foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas.

PTOGEO	ID_AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO
RF01-TO	AA-201633	Quartzito
RF06-TO	AA-201634	Quartzito
RF08-TO	AA-201635	Rocha porfírica
RF11-TO	AA-201637	Rocha porfírica
RF17-TO	AA-201638	Rocha porfírica
RF20-TO	AA-201639	Quartzito
RF35-TO	AA-201640	Rocha porfírica
RF44-TO	AA-201641	Metatonalito
RF45-TO	AA-201642	Metatonalito
RF74-TO	AA-201644	Rocha porfírica
RF82-TO	AA-201645	Metatonalito
RF92-TO	AA-201647	Rocha porfírica
RF94-TO	AA-201648	Rocha porfírica
RF99-TO	AA-201649	Rocha porfírica
RF102-TO	AA-201650	Rocha porfírica
RF103-TO	AA-201651	Rocha porfírica
RF107-TO	AA-201653	Rocha porfírica
RF108-TO	AA-201654	Rocha porfírica

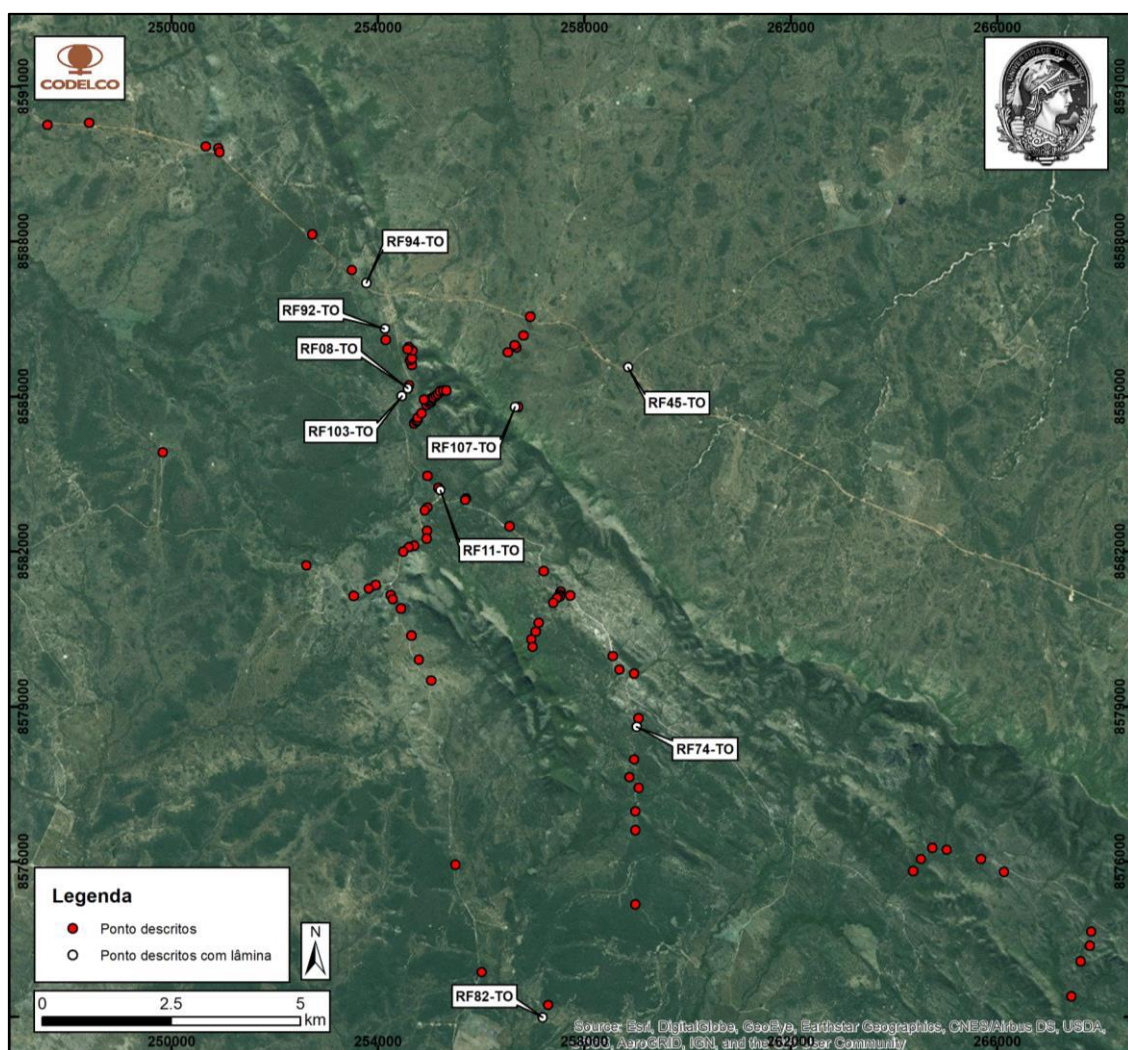
### 1.3.3 Atividades pós-campo

A atividade pós-campo consistiu em estudos petrográficos e elaboração do mapa geológico digital. A seleção de amostras para laminação foi realizada com base na diversidade geológica e distribuição em área das unidades. Foram confeccionadas nove lâminas delgadas (Fig. 2) na empresa de laminação PetrografiaBR Ltda de Minas Gerais. Foi utilizado o microscópio Carl Zeiss Axioimager A.1 do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) do DEGEO-UFRJ para descrição e obtenção de fotomicrografias das lâminas delgadas. A caracterização petrográfica das rochas estudadas (mineralogia, textura) foi feita baseando-se nos modelos descritos por Mackenzie *et al.* (1982). A composição modal foi feita utilizando o método das múltiplas visadas por quadrante amostrado, segundo as normas de contagem modal definidas pela *International Union of Geological Sciences (IUGS - Le Maître, 2002)*. A classificação das



rochas magmáticas foi feita de acordo com o diagrama QAP de rochas plutônica e das rochas porfíricas utilizou o QAP de rochas vulcânicas propostos por Le Maitre (2002). Em contra partida, a classificação da fácies metamórfica foi realizada baseada na plotagem da assembléia metamórfica nas pseudoseções P-X-T propostas por Bucher & Grapes (2011).

Na etapa da elaboração do mapa geológico foi utilizando os *softwares ArcGis for Desktop 10.3.1* com *datum SAD 69*, *zona 23S*, *Excel 2013* (tabela de pontos com coordenadas e descrição dos mesmos), *Geosoft* (seção geológica) e *Stereonet* (confeção de estereograma).

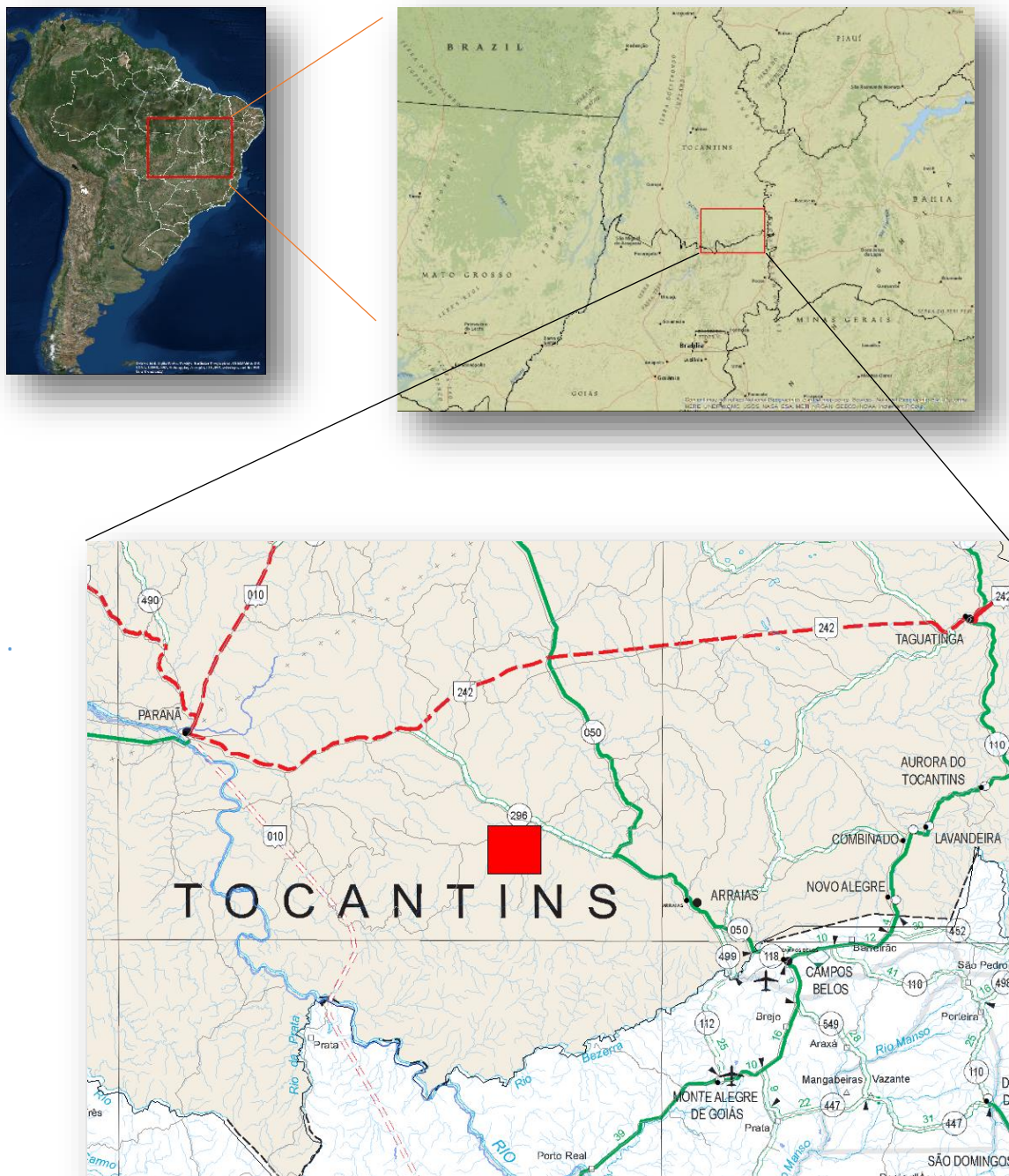


**Figura 2:** Mapa de pontos da área mapeada sobre a imagem do basemap do ArcGis onde é a área mapeada.

#### 1.4 Localização e vias de acesso

A área de estudo está localizada a noroeste do município de Arraias, sudeste do estado de Tocantins, região Norte do Brasil. É delimitado pelos paralelos  $-12^{\circ}45'$  e  $-13^{\circ}00'$  e meridianos  $-47^{\circ}00'$  e  $-47^{\circ}30'$ , distando cerca de 315 km de Palmas e 335 km de Brasília (Fig. 3). Partindo de Palmas, o acesso à área de estudo é realizado por meio da rodovia Estadual TO-050 até a rodovia

Federal BR-010 percorrendo 105,8 km, onde a partir dessa percorre-se 189,4 km até a rodovia Estadual TO-050, onde se segue 154,1 km até a cidade de Arraias. A partir desta cidade, percorre-se, aproximadamente, 29,2 km até a porção Sudoeste de seu destino final.



**Figura 3:** Mapa de localização da área de estudo (retângulo vermelho) e suas principais vias de acesso em verde pavimentadas e em vermelho estrada de terra.

## **2 GEOLOGIA REGIONAL**

### **2.1 Introdução**

A área de estudo está inserida no contexto geológico da Província Estrutural Tocantins (Almeida, 1977). Esta província representa um orógeno desenvolvido no Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico), durante a aglutinação do supercontinente Gondwana ocidental, em função da colisão de três regiões cratônicas: Cráton Amazônico (ao noroeste), o Cráton São Francisco (ao leste) e o Cráton do Parapanema (ao sudoeste - Dardenne, 2000).

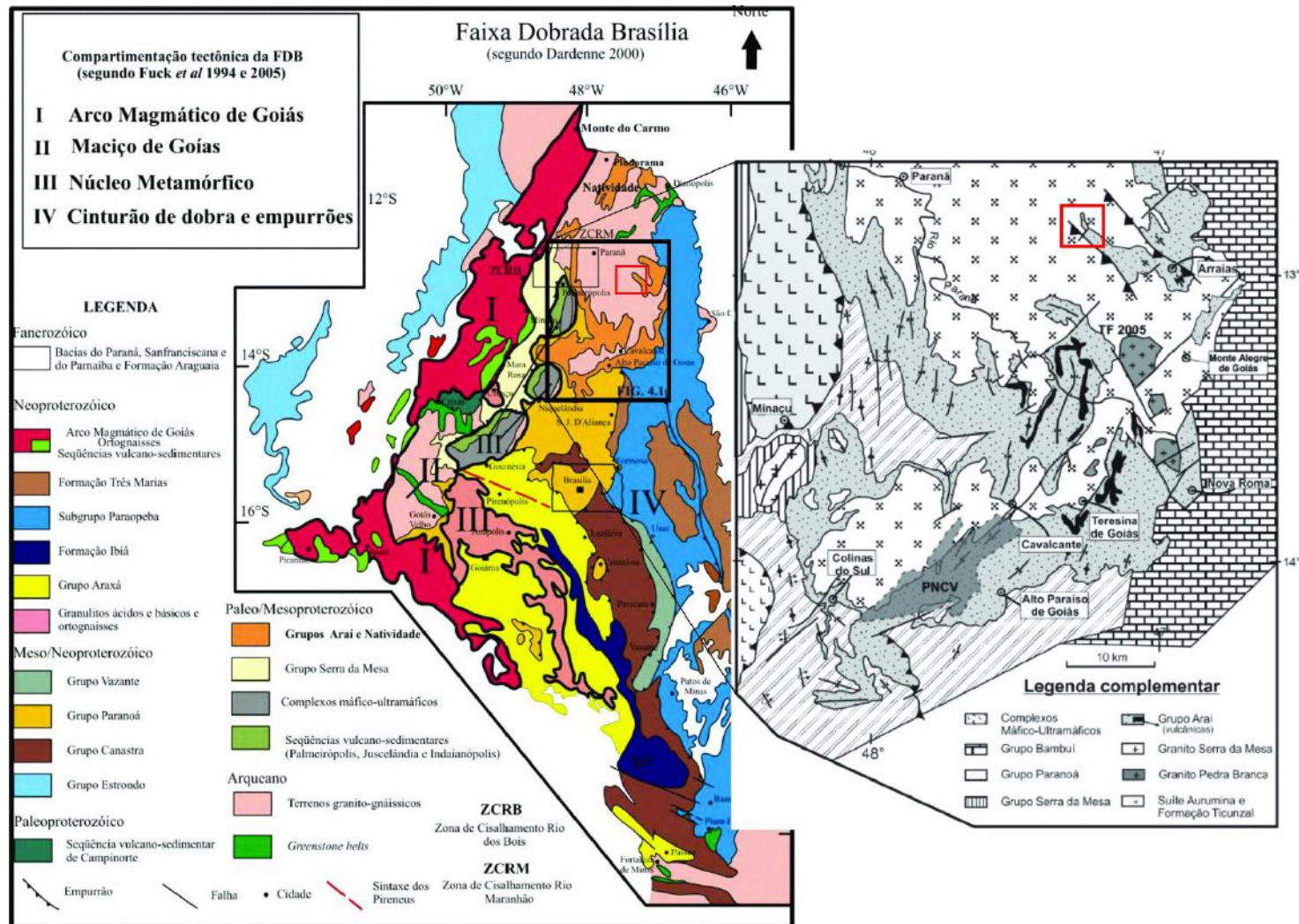
A Província Estrutural Tocantins é subdividida em três faixas móveis denominadas de: Araguaia (leste do Cráton Amazônico), Paraguai (limite do país com a Bolívia) e Brasília (oeste do Cráton São Francisco), na qual a área de estudo se insere.

### **2.2 Geologia da Faixa Brasília**

Originalmente definida por Almeida (1968), a Faixa Brasília foi estabelecida com a designação Geossinclínio Brasília. Ela ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins e se estende por cerca de 1.100km na direção aproximadamente norte-sul, compreendendo o nordeste do estado de Goiás, o sudoeste de Tocantins, o Distrito Federal e a parte ocidental de Minas Gerais.

A Faixa Brasília é compartimentada tectonicamente tanto no sentido norte-sul quanto no sentido leste-oeste. Inicialmente, esta compartimentação (Fuck *et al.*, 1993, Fuck, 1994) correspondeu às seguintes divisões: i) Norte-sul: composta por dois segmentos, um Setentrional e um Meridional (Fuck & Marini, 1979), separados pela Megaflexura dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971) ou Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999; 2000); ii) Leste-oeste: subdividida em 4 unidades tectônicas (Fuck *et al.*, 1994; 2005): Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás, Núcleo metamórfico e Cinturão de dobras e empurrões, descritos a seguir de oeste para leste para que a última seja a que a área mapeada se insere.





**Figura 4:** Mapa simplificado da Faixa Brasília (Dardenne, 2000), com a compartimentação proposta por Fuck *et al.* 2005. Destaque no Grupo Arai (extraído de Pimentel & Botelho, 2001) e para área de estudo (retângulo vermelho).

### 2.2.1 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian & Araújo Filho, 1994; Pimentel *et al.*, 1991) está localizado no extremo oeste da Faixa Brasília. Ele representa um segmento de crosta continental juvenil, de idade neoproterozoica, constituído por estreitas faixas de rochas vulcanossedimentares interpretadas como associadas a um ambiente de arco de ilhas. Esta unidade geotectônica apresenta dois segmentos com direções distintas, o setentrional com direção NNE designado de arco Mara Rosa e o meridional com direção NNW denominado de Arenópolis (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian & Araújo Filho, 1994; Pimentel *et al.*, 1991). Estes segmentos são separados espacialmente pelas rochas do Maciço de Goiás e por cobertura fanerozoica.

De forma geral, o Arco Magmático de Goiás é composto por: i) granitos tardi- e pós-tectônicos e ii) sequências vulcanossedimentares; e iii) Ortognaisses (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian & Araújo Filho, 1994; Pimentel *et al.*, 1991).

Os granitos tardi- a pós-tectônicos são alcalinos de alto potássio, como exemplificado pelas suítes Rio Caipó, Santa Tereza, Chapada, Itapuranga, São Vicente, Amarolândia e Faina (Pimentel & Fuck, 1987; Kuyumjian & Araújo Filho, 1994; Pimentel *et al.*, 1991).

As sequências vulcanossedimentares, intercaladas nos ortognaisses, representam bacias marginais dos arcos, e possuem idades entre 890 e 600 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges, *et al.*, 2003). As sequências Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás situam-se a norte dos terrenos arqueanos, e a sul deste bloco ocorrem às sequências Anicuns-Itaberaí, Jacupaci, Ipará-Amorinópolis, Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás (Pimentel, *et al.*, 2000)

Os ortognaisses são cálcicos a cálcio-alcalinos, reunidos sob a denominação de Ortognaisses Oeste de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992) e representados por protólitos tonalíticos intensamente deformados.

### 2.2.2 Maciço de Goiás

Sendo composto pelos terrenos granito-*greenstone* arqueanos do Bloco Crixás-Goiás, o Maciço de Goiás ocupa a porção centro-norte da Faixa Brasília (Queiroz *et al.*, 1998).

O Bloco Crixás-Goiás é um terreno alóctone acrescido à Faixa Brasília durante a Orogênese Brasileira. É composto por um embasamento granito-*greenstone* arqueano metamorfizado em fácies xisto verde, com idades entre 2,8 e 2,6 Ga (Queiroz *et al.*, 1998), tendo picos de metamorfismo em 2,0 e 0,63 Ga (Fortes, *et al.*, 2001), que correspondem ao Orosiriano

e Ediacarano, respectivamente. Os metagranitoides deste embasamento têm assinatura geoquímica típica de TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) arqueanos.

### 2.2.3 Domínio interno: Núcleo Metamórfico

O Núcleo metamórfico é caracterizado pelo Complexo Anápolis-Itauçu, Complexos Máficos-Ultramáficos (*e.q.*, Cana Brava, Barro Alto Niquelândia) e o Complexo Uruaçu (Pimentel *et al.*, 1999).

O Complexo Anápolis-Itauçu ocupa a porção centro-sul do estado de Goiás, constituindo uma faixa alongada na direção NW com cerca de 200 km de extensão (Pimentel *et al.*, 1999). As litologias representantes desta unidade são: i) Granulitos ortoderivados, incluindo corpos máficos-ultramáficos e corpos de composição charnoquítica e enderbítica; ii) Migmatitos e ortognaisses de composição tonalítica a granítica; iii) Granulitos e gnaisses aluminosos, possivelmente paraderivados, associados a diopsídio mármore, gonditos e silimanita quartzitos (Pimentel *et al.*, 1999).

A datação do auge do metamorfismo em  $650 \pm 10$  Ma, foi obtida a partir do método U-Pb em cristais de zircão metamórficos em granulitos de alta temperatura (Piuzeira, *et al.*, 2003).

Ao Norte é constituído pelos Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados, de sul para norte, Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, todos limitados ao oeste pelas Sequências Vulcanossedimentares Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro e Palmeirópolis, respectivamente (Pimentel *et al.*, 2004).

As rochas pertencentes ao Complexo Uruaçu apresentam-se em contato tectônico com as rochas do Grupo Serra da Mesa, com o complexo de Hidrolina e com a Sequência Campinorte. O litotipo dominante deste complexo são kinzigitos, assim como uma associação complexa de biotita ortognaisses, migmatitos e granitos porfiríticos de origem anatética, além de pequenos fragmentos de corpos metaultrabásicos e intrusões metabásicas de composição gabro-norítica (Oliveira *et al.*, 2006). Os biotita ortognaisses e migmatitos apresentaram idades de 690 a 640 Ma (U-Pb em zircão; Giustina *et al.*, 2009).

### 2.2.4 Domínio externo: Cinturão de Dobras e Empurrões

O cinturão de Dobras e Empurrões é composto por uma sequência de rochas supracrustais de baixo grau metamórfico (até xisto verde), assim como as unidades de seu embasamento Paleoproterozoico (representado pelo Complexo Granito-Gnáissico, Sequências Vulcano-sedimentares, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e Granitos tipo A da Província

Estanífera de Goiás), envolvidas em um sistema de empurrões com transporte tectônico de oeste para leste, em direção ao Cráton do São Francisco (Dardenne, 2000).

A sequência supracrustal, na porção setentrional, é composta pelos grupos Araí, Serra da Mesa, Paranoá e Bambuí. Enquanto, na porção sul, é composto pelos grupos Araxá, Ibiá, Canastra, Vazante, Paranoá e Bambuí. (Dardenne, 2000).

A Formação Arraías, Grupo Araí, apresenta quatro principais litologias (da mais velha para a mais nova): a primeira por quartzitos finos, a segunda por ortoquartzitos finos, a terceira por metaconglomerados polimíticos e a quarta por uma variação de metariodacito pórfíricos (Abdallah & Meneghini, 2013).

Os grupos Araxá, Canastra, Ibiá e Vazante encontram-se envolvidos em um sistema imbricado complexo de falhas de empurrão e cavalgamentos que evidenciam um transporte tectônico de grande amplitude, da ordem de dezenas a centenas de quilômetros (Dardenne, 2000).

A Faixa Brasília, em função tanto de sua diversidade litológica quanto de sua compartimentação tectônica, representa o mais completo cinturão orogênico Neoproterozoico do Brasil (Rodrigues *et al.*, 1999). Este orógeno apresenta estilo estrutural com transporte tectônico de oeste para leste e um metamorfismo crescente de leste para oeste (Fuck & Pimentel, 1994).

Além disso, as rochas da Faixa Brasília registram três fases de deformação (Dp-1, Dp e Dp+1). Na fase Dp-1, ocorreu a formação da xistosidade Sp-1, subparalelo ao acamamento (So), lineação de estiramento na direção W–E e, eventualmente, formação de *nappes*, contemporaneamente ao pico metamórfico regional (Uhlein *et al.*, 2017). Já na fase Dp, dobramentos assimétricos, xistosidade plano-axial (Sp), metamorfismo progressivo, lineações de estiramento transversais à faixa e, ainda, falhas de empurrão e reversas, *trend* norte-sul e com transporte para leste (Uhlein *et al.*, 2017). A fase Dp+1, com orientação praticamente N-S, está relacionada ondulações suaves, abertas, com clivagem de crenulação espaçada. Por vezes, com dobras de escala quilométrica que deformam falhas reversas ou de empurrão sub-horizontais gerados em Dp. (Uhlein *et al.*, 2017).

## 2.3 Embasamento do Grupo Araí

O embasamento do Grupo Araí, que pertence ao embasamento Paleoproterozoico situado no domínio externo, é caracterizado por granitos peraluminosos da Suíte Aurumina (Botelho *et al.*, 1999), intrusivos na Formação Ticunzal, que é composta por rochas metassedimentares e paragneisses (Fernandes, 1982).

### 2.3.1 Formação Ticunzal

As rochas da Formação Ticunzal foram inicialmente descritas por Barbosa *et al.* (1969) e Marini *et al.* (1978), e posteriormente definidas no projeto RADAM (Fernandes *et al.*, 1982) como formação cuja área-tipo localiza-se na região das serras do Ticunzal e do Tombador, no município de Cavalcante (Marini *et al.*, 1978; Fernandes *et al.*, 1982).

Alvarenga *et al.* (2006) relatam que a Formação Ticunzal é formada essencialmente por xistos e paragnaisses, frequentemente, grafíticos, além de quartzitos micáceos em menores proporções, e raras ocorrências de conglomerados.

### 2.3.2 Suíte Aurumina

Anteriormente atribuída ao Complexo Granito-Gnáissico e definido por Botelho *et al.* (1999) como Suíte Aurumina, na região entre a cidade de Teresina de Goiás e o povoado de Aurumina. Esta suíte é composta por granitos peraluminosos.

As rochas da Suíte Aurumina têm idade entre 2,17 e 2,12 Ga (U-Pb em zircão; Botelho *et al.* (2006) e são intrusivas nas rochas da Formação Ticunzal e ocorrem concordantes com a foliação milonítica (N10-30°E) desta formação.

A Suíte Aurumina é caracterizada por três principais litologias (da mais velha para a mais nova): a primeira com muscovita-biotita sienogranito, a segunda por biotita monzogranito protomilonítico a milonítico, e a terceira por muscovita-clorita metatonalito (Abdallah & Meneghini, 2013).

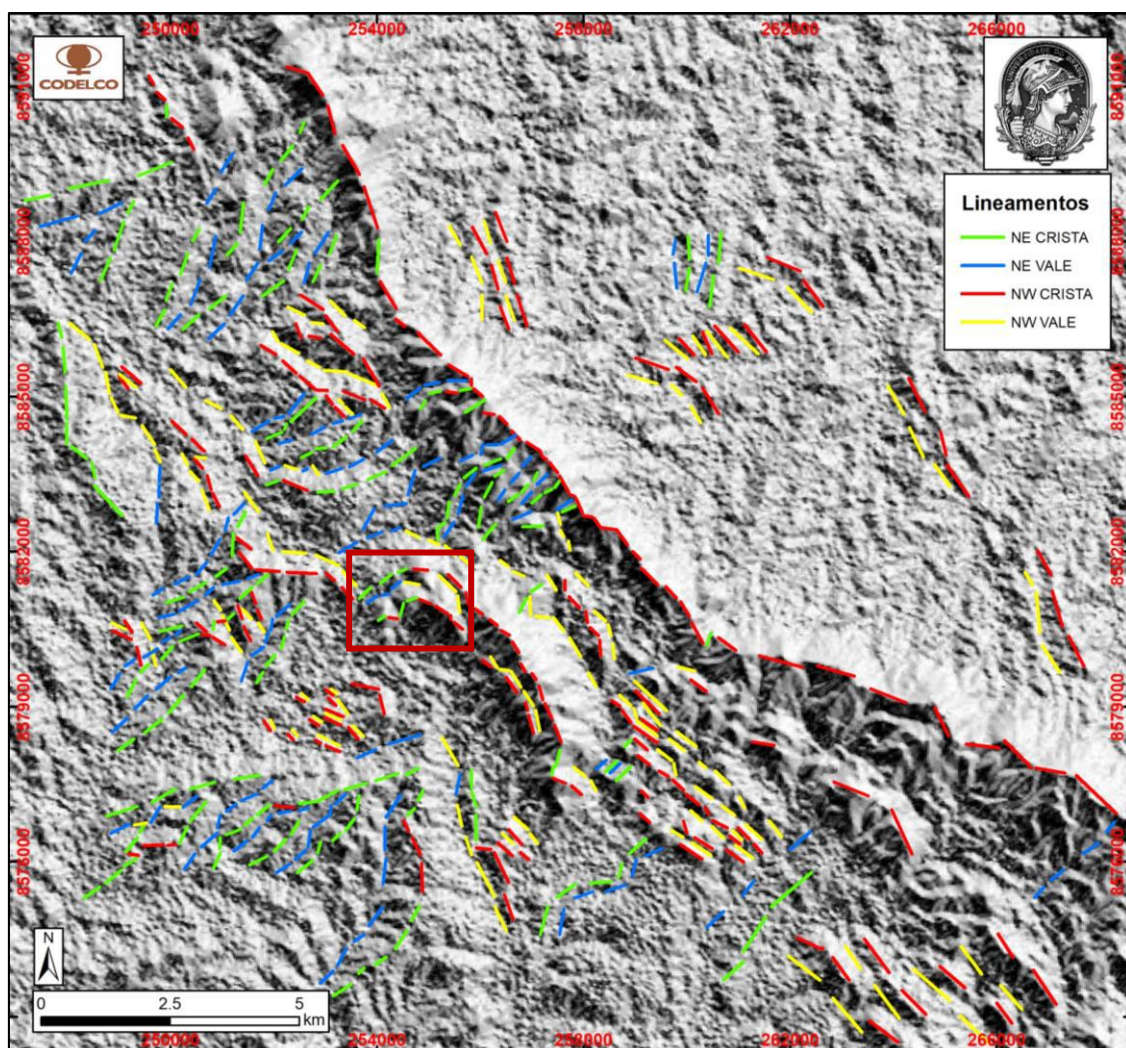


### 3 RESULTADOS

#### 3.1 Sensoriamento Remoto

##### 3.1.1 SRTM

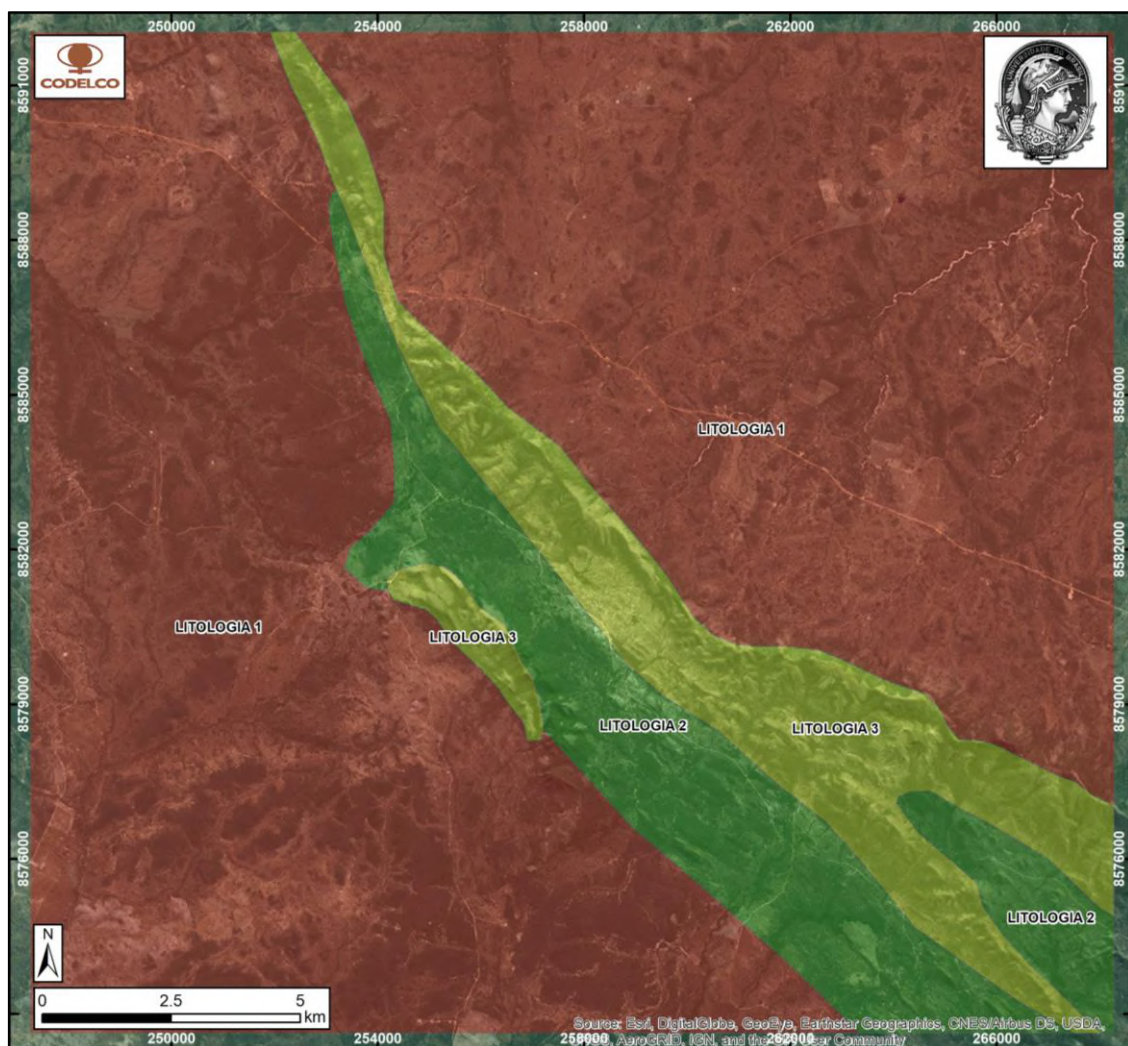
A análise de lineamentos (Fig. 5) a partir do modelo digital de elevação do SRTM permitiu reconhecer que as rochas na área de estudo apresentam orientação principal de *trend* NW-SE. Os lineamentos foram divididos em Nordeste e Noroeste e subdivididos em alto e baixo relevo, pois, dessa forma, consegue-se distinguir provável orientação das rochas e das drenagens. A variação da orientação dos lineamentos de NW para NE, em um mesmo nível em relação ao relevo, sugere feições estruturais como dobras ou falhas.



**Figura 5:** Interpretação dos lineamentos sobre imagem SRTM encontrados na região de estudo. Destaque no retângulo vermelho para a variação de orientação em um mesmo nível em relação ao relevo, sugerindo estruturas posteriormente verificadas em campo.

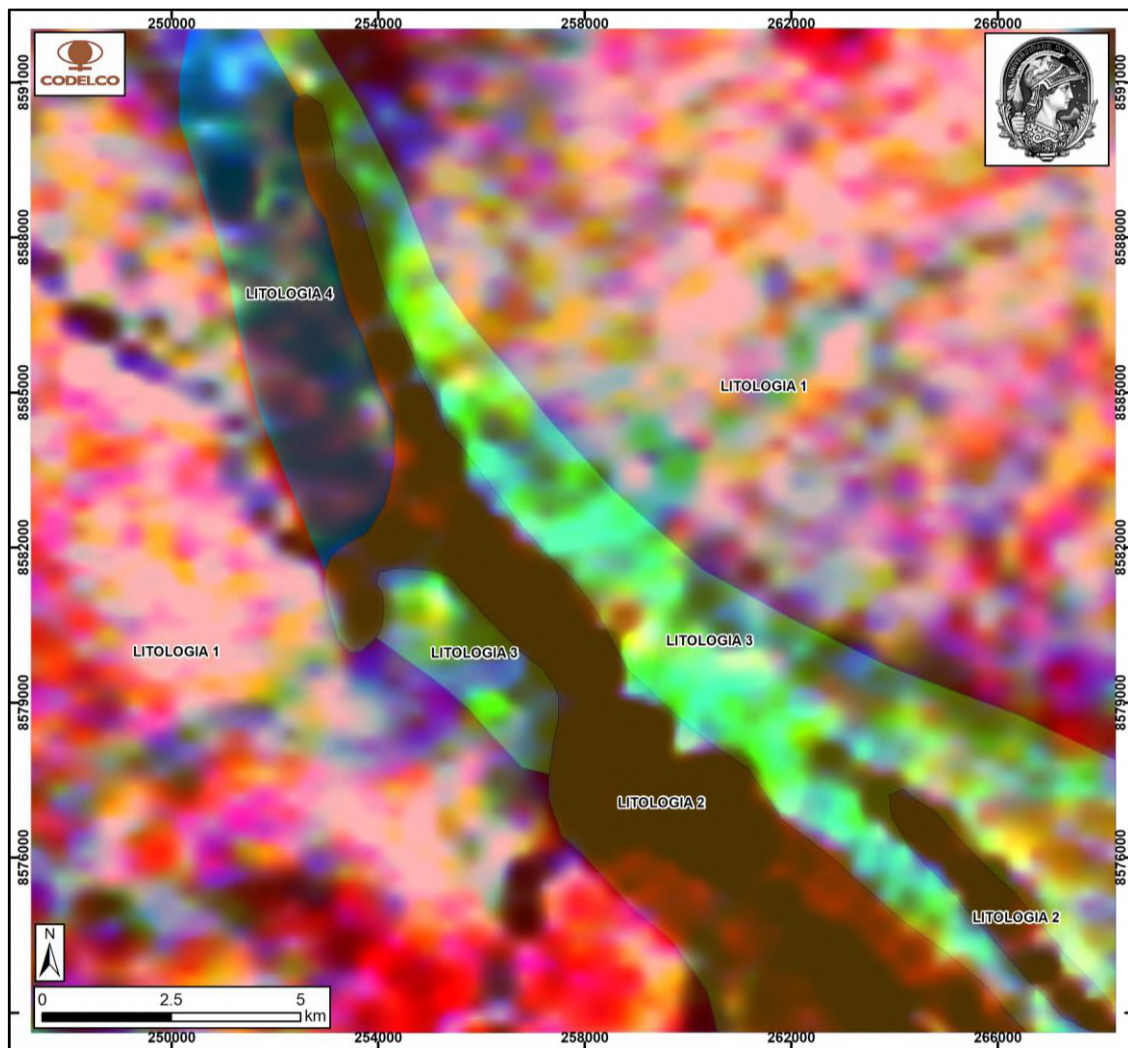
### 3.1.2 Fotointerpretação da imagem de satélite e geofísica

A delimitação preliminar dos corpos rochosos foi feita com base nas imagens de satélite e mapas gamaespectrométricos Ternários onde o Urânio (U) está para o azul, o Potássio (K) para o verde e o Tório (Th) para o vermelho. A imagem de satélite mostra a concentração da vegetação, aspectos das rochas e relevo, e as diferenças nessas características auxiliam no reconhecimento litológico. Utilizando os parâmetros descritos acima, pode-se reconhecer contrastes na imagem que podem indicar diferentes litologias. A integração dessas diferentes ferramentas levou à identificação de três litologias diferentes, onde os contatos geológicos foram conferidos no campo posteriormente. Pelo fato da geofísica ser de escala regional, dificultou a interpretação das litologias, levando a uma interpretação, depois verificada no campo, como errônea.



**Figura 6:** Interpretação utilizando imagem de satélite onde foram reconhecidas três litologias diferentes.



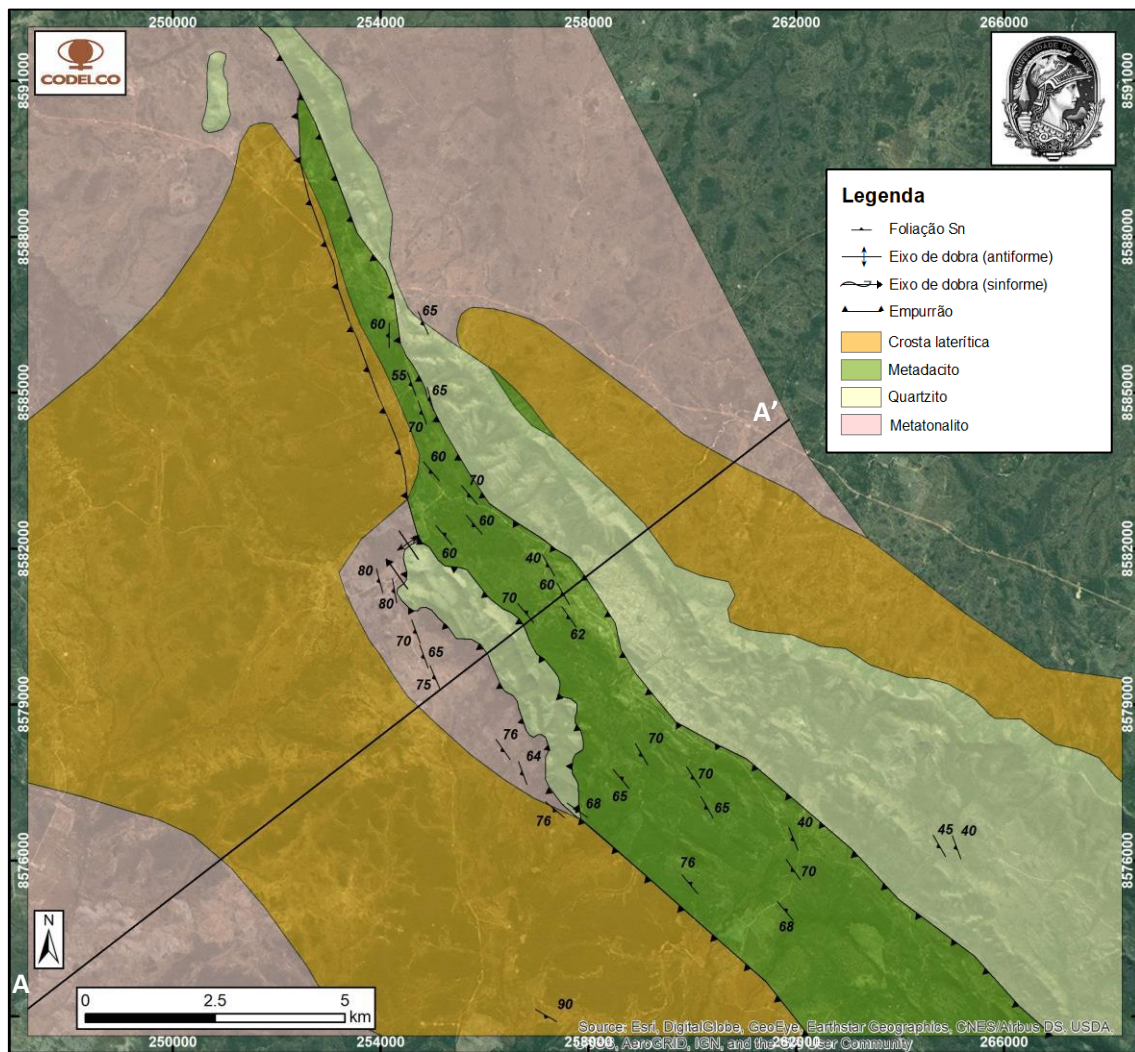


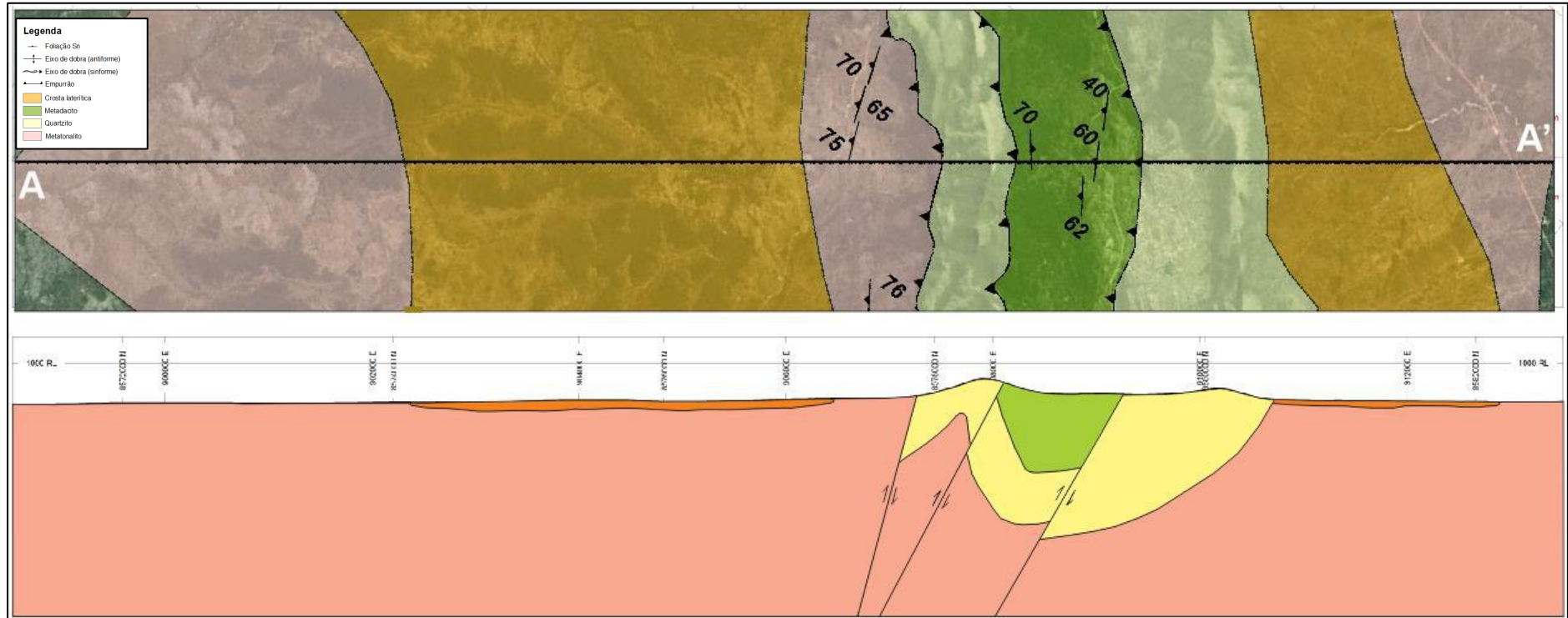
**Figura 7:** Interpretação utilizando geofísica (ternário) onde foram reconhecidas quatro litologias diferentes, onde cores mais brancas correspondem a rochas sedimentares, mais avermelhadas a plutônicas e mais escuras a vulcânicas.

### 3.2 Unidades de Mapeamento

Durante a etapa de campo, foi feita uma comparação das litologias separadas preliminarmente, com base na fotointerpretação e as encontradas em campo. As litologias separadas foram verificadas e os mapas obtidos são semelhantes.

Na área de estudo (Fig. 8), a principal unidade aflorante é um metagranitoide, que corresponde ao embasamento de uma sucessão de quartzitos e rocha metavulcânica félsica.



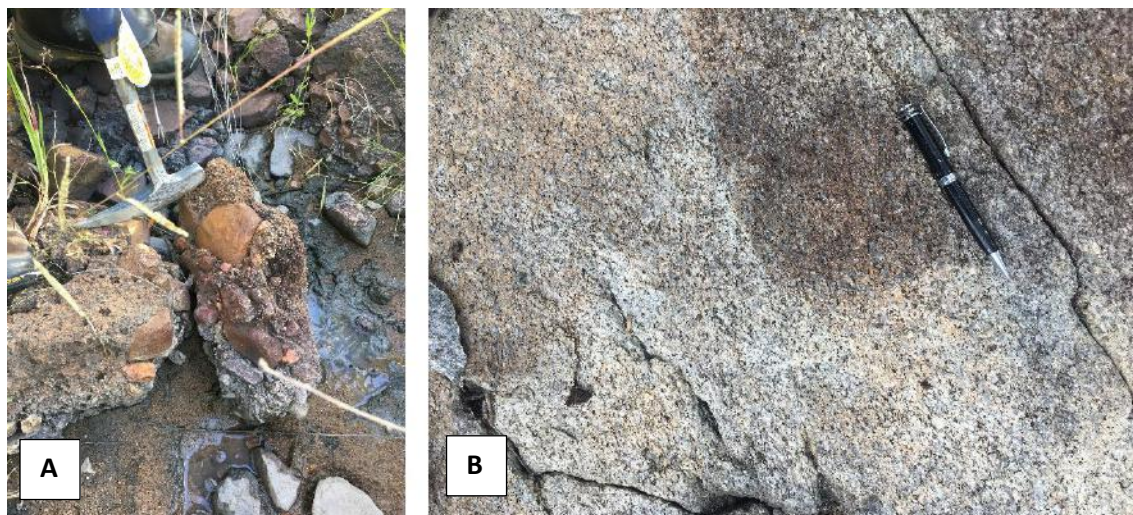


**Figura 8:** A: Mapa geológico da área de estudo confeccionado a partir dos trabalhos de campo; B: Seção geológica A - A'.



### 3.2.1 *Unidade metatonalito*

Esta unidade é encontrada nas cotas mais baixas e, normalmente encontra-se coberta por crosta laterítica (Fig. 9A), o que dificulta sua exposição.



**Figura 9:** A: Aglomerado de seixos cimentados por crosta laterítica na região onde se encontra os metatonalitos da área mepeada; B: Afloramento bem preservado dos metatonalitos.

As rochas são leucocráticas (índice de cor 6%), isotrópicas, granulação média (1 a 5 mm) e textura equigranular (Fig. 9B).

Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo e biotita (Fig. 10). O plagioclásio tem entre 2 e 4 mm, de coloração branca ou cinza, hábito tabular, brilho nacarado, localmente com geminação polinssitética e, em alguns casos, apresentam substituição por epidoto, apresentando coloração esverdeada. O quartzo tem entre 1 e 2 mm, cor cinza, hábito granular e brilho vítreo a graxo. A biotita tem, *ca.*, 2 mm, cor preta, hábito placóide, brilho micáceo e, alguns casos, apresentam substituição por clorita.

Titanita ocorre localmente como mineral acessório. Quando presente, a titanita tem menos 1 mm e cor marrom.



**Figura 10:** Aspecto macroscópico do metatonalito, ponto RF45-TO.

### 3.2.1 *Unidade quartzítica*

Sobre a unidade plutônica metatonalito, repousa em discordância erosiva um pacote de quartzitos. Este pacote aflora nas porções de relevo positivo e apresentam mergulho subvertical para SW bem marcado em regiões de drenagens que, durante a etapa de campo, estavam secas (Fig. 11A). O pacote metassedimentar consiste em camadas espessas de quartzitos maciço, composto por granulometria areia fina (0,05 mm – 0,3 mm) à média (0,3 mm – 1,2 mm), grau de seleção moderado, com grãos sub-arredondados à sub-angulosos. Ocorrem níveis, tabulares, delgados e esporádicos na área, de siltito, intercalados no pacote de quartzito.





**Figura 11:** A: Afloramento em drenagem evidenciando o mergulho para SW das camadas de quartzito encontradas na área de estudo (ponto RF20-TO); B: Amostra de mão de quartzito, ponto RF06-TO.

### 3.2.2 *Unidade subvulcânicas porfiríticas – metadacito*

Posterior a unidade sedimentar quartzito, ocorre a unidade de metadacito. O metadacito é encontrado em zonas de relevo negativo e com melhores exposições em cortes de estradas e arredores.

As rochas metavulcânicas encontram-se normalmente intemperizadas (Fig. 12), o que dificulta sua identificação. Entretanto, também são encontrados afloramentos preservados em regiões com maior vegetação, onde é possível reconhecê-la por seus fenocristais.



**Figura 12:** Amostra intemperizada de metadacito com resquíio fenocristais de plagioclásio e quartzo (ponto RF35-TO).

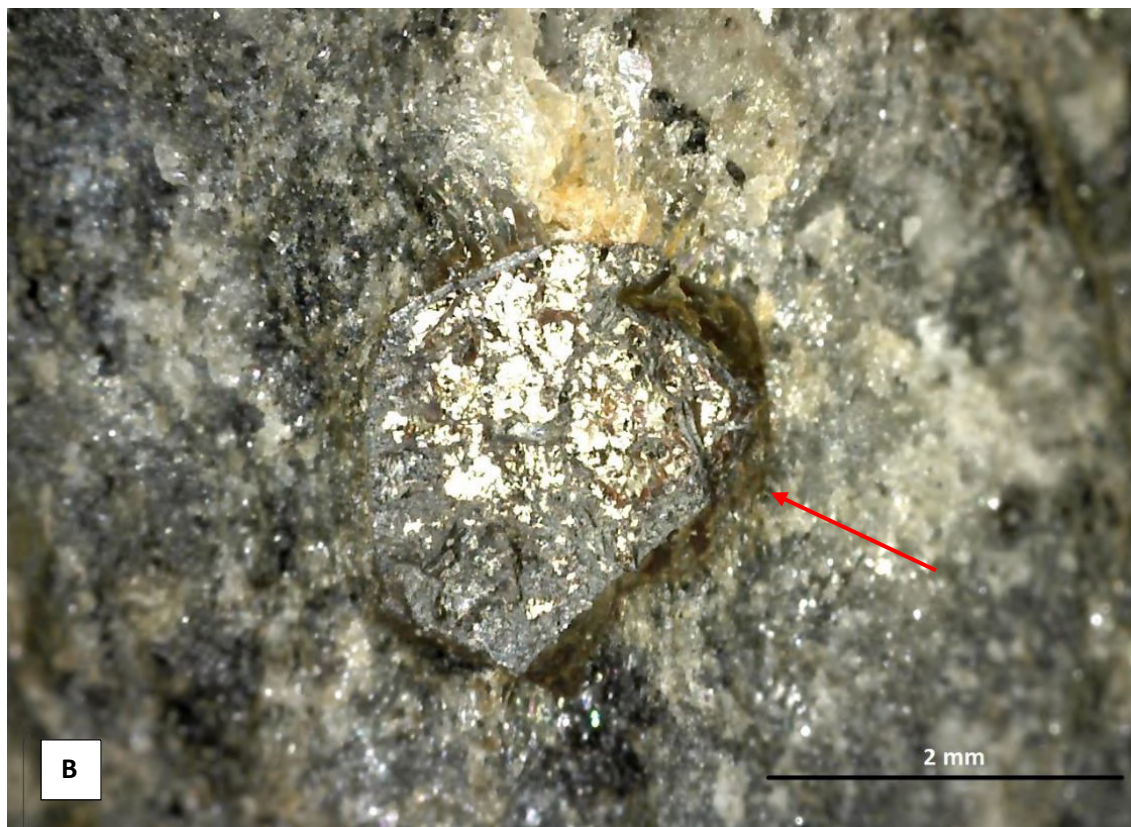


Esta unidade é homogênea e caracterizada por textura porfirítica, mesocrática (índice de cor 55%). É composta por fenocristais (30% em volume) de granulação média (1 a 5 mm) a grossa (5 a 30 mm) imersos em matriz (70% em volume) de granulação fina (0,1 a 1 mm; Fig. 13A). Os fenocristais são de plagioclásio e quartzo, subédricos, enquanto os minerais da matriz são de subédricos à anédricos.

Os fenocristais de plagioclásio possuem 4 a 5 mm, de coloração cinza ou branca, hábito tabular, brilho nacarado, geminação polinssitética e, em alguns casos, apresentam substituição por epidoto. Os de quartzo têm, *ca.*, 1 mm, cor cinza, hábito granular e brilho vítreo a graxo (aspecto leitoso).

A matriz da rocha é afanítica e composta por hornblenda, biotita, e localmente por magnetita e pirita. O anfibólio é de coloração de cinza escuro a preto. A biotita é de cor marrom, hábito placóide e brilho micáceo. A magnetita e pirita são euédricas e disseminadas pela rocha (Fig 13B).



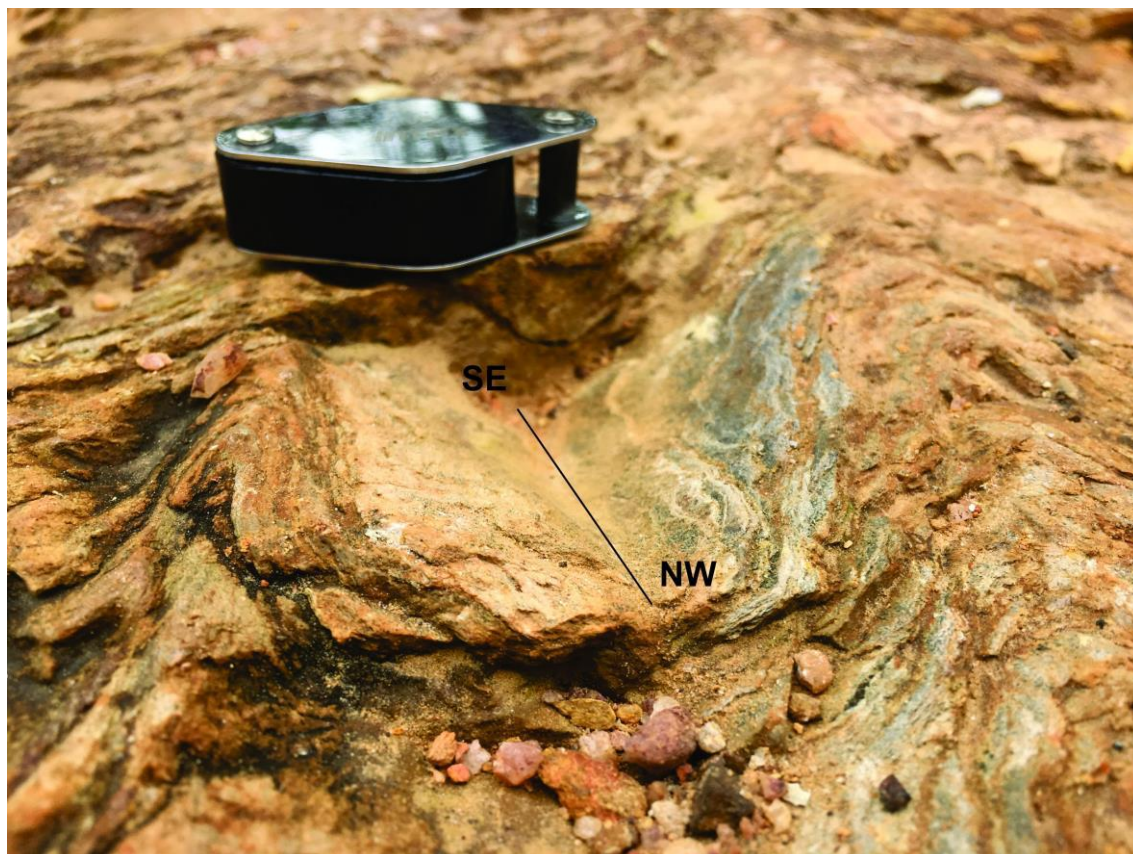


**Figura 13:** A – aspecto macroscópico de metadacito porfirítico (ponto RF103-TO) com destaque para cristais de magnetita com perita intercrescida; B – imagem obtida por lupa digital destacando a área do retângulo vermelho em (A).

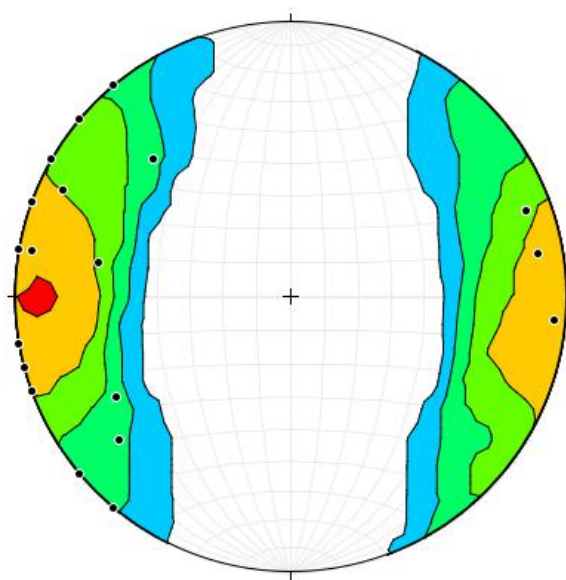
### 3.3 Geologia estrutural

As rochas da área mapeada apresentam o S0, encontrado nas regiões onde há uma variação composicional (como por exemplo a granulometria do quartzito com níveis de siltito) e contatos geológicos não tectônicos, dobrado formando o S1 (Fig. 15). A foliação S1 e mostra mergulhos subverticais (ângulo de 65° à 80°) variando, principalmente, para SW e NE, evidenciando a dobra assimétrica com plano axial NW – SE. Alguns contatos litológicos encontram-se litologias estratigraficamente inferiores acima de níveis superiores, contatos abruptos e veios de quartzo com malaquita, evidenciando falhas reversas. A seção geológica mostra que as unidades estão dispostas em antiformais e sinformais seccionados por falhas reversas. As fotointerpretações feitas anteriormente foram comprovadas na etapa de campo.





**Figura 14:** Quartzito com níveis pelíticos dobrados com plano axial NW – SE.



**Figura 15:** Esteriograma em hemisfério inferior mostrando polos de planos de S1 sedimentar com mergulhos ora para SW ora NE, sugerindo dobras com eixo N-S.

### 3.4 Petrografia

As rochas da área mapeada tiveram o prefixo meta inseridos em seu nome. Isso foi feito para representar o metamorfismo de muito baixa intensidade (texturas ígneas preservadas e ausência na geração de fenocristais metamórficos) que afetou as rochas da área.

#### 3.4.1 *Metatonalito*

As amostras da unidade plutônica estudada são rochas bem semelhantes entre si. Correspondem a duas amostras de diferentes locais da área mapeada (Fig. 2): RF45-TO, RF82-TO. Todos se apresentam como equigranular, granulação média (1 mm – 5 mm) e leucocrática (índice de cor 10%). Esta apresenta minerais que são divididos em: primários (essenciais e acessórios) e secundários. Os essenciais são: plagioclásio, quartzo e biotita. Os acessórios são: opaco, epidoto, hornblenda, granada e zircão. E os secundários são: clorita, sericita e epidoto.

O plagioclásio tem, *ca.*, 3 mm (localmente cristais com até 5 mm), clivagem em duas direções (90°). Em luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem, geminação carlsbard, inclusões de apatita (< 0,1 mm) e extinção oblíqua. Utilizando o gráfico de classificação do plagioclásio (Tröger, 1971) observa-se que o ângulo de extinção dele é de, *ca.*, 18, correspondente a andesina (Fig. 16A).

O quartzo tem de 2,5 mm à 3,5 mm e seus contatos estão suturados. Na luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem (normalmente cinza ou amarelo), não tem geminação, inclusões de apatita (< 0,1 mm) e zircão (< 0,1 mm) e sua extinção ondulante (Fig. 16B).

A biotita tem de 1 mm à 2 mm e sua clivagem em uma direção. Na luz polarizada paralela é marrom, apresenta relevo médio e pleocroísmo de marrom para creme. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 3ª ordem (amarelo, verde e rosa), não tem geminação, inclusões de zircão (< 0,1 mm) e extinção oblíqua de ângulo baixo. Apresenta uma característica diagnostica tipo *bird eyes* (Fig. 16C e D)

O mineral opaco é menor que 0,5 mm, euédrico e hábito granular. Ocorre uma variedade de coloração para vermelho intenso, sugerindo que seja rutilo. (Fig. 16F).

O epidoto é subédrico e possui, *ca.*, 0,5 mm. Na luz polarizada paralela é de verde bem claro, apresenta relevo alto e pleocroísmo de verde claro a incolor. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª à 3ª ordem (amarelo), não tem geminação, não tem inclusões e extinção oblíqua de ângulo baixo. Apresenta a alanita aparece no centro com epidoto em sua volta (Fig. 16G).

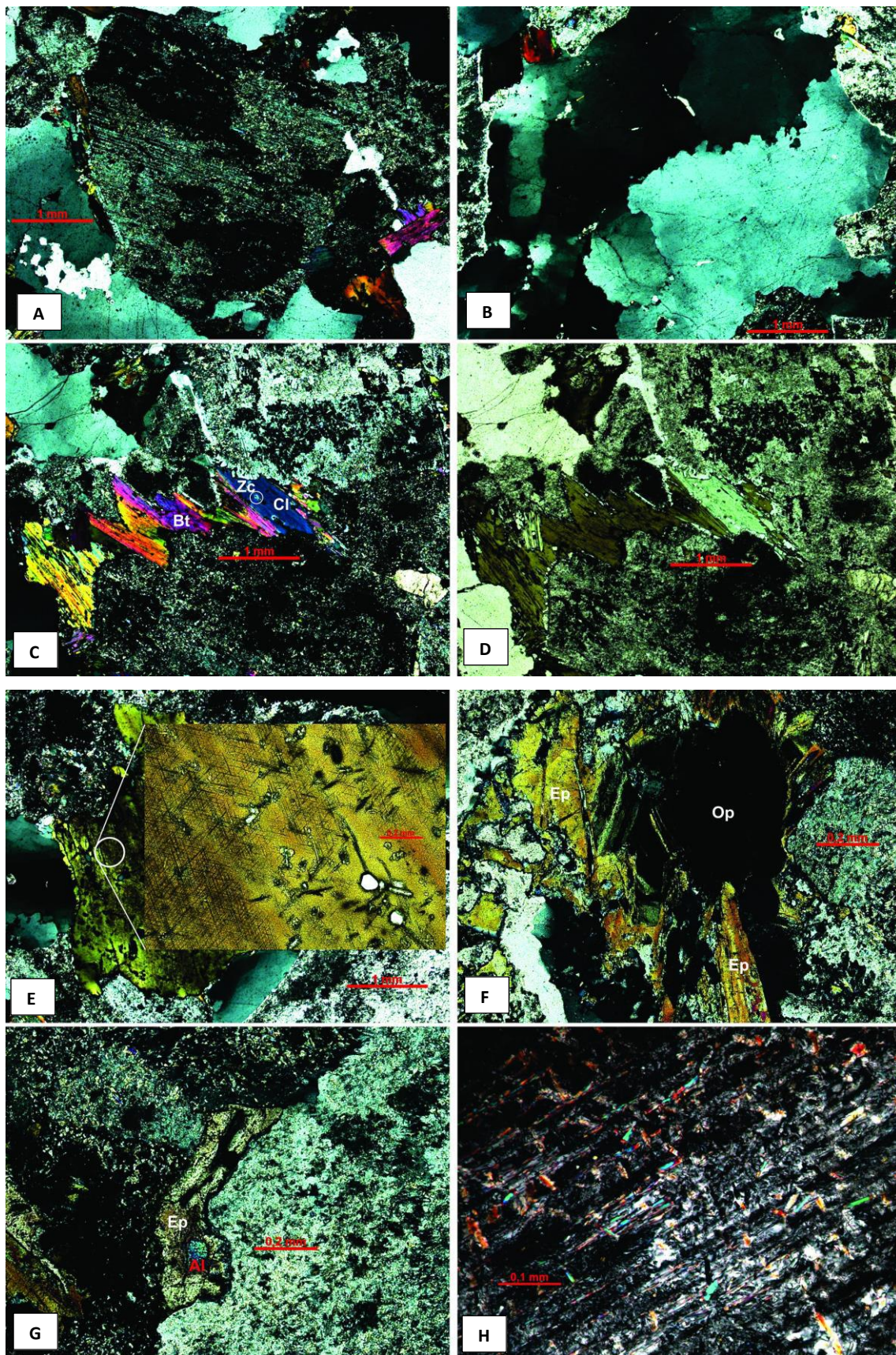
A hornblenda é subédrica, possui, *ca.*, 3 mm (localmente menor, *ca.*, 0,1 mm), clivagem em duas direções (60° - 120°). Na luz polarizada paralela é marrom, apresenta relevo alto e pleocroísmo fraco. Já na luz polarizada cruzada apresenta cor de interferência de 1ª ordem (laranja), sem geminação, inclusões de apatita (< 0,1 mm) e extinção oblíqua de ângulo baixo a médio (Fig. 16E).

A granada tem, *ca.*, 3 mm, está levemente fraturada e não tem clivagem. Na luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo alto e ausência de pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada é isotrópico, sem geminação e inclusões (Fig. 16I e J)

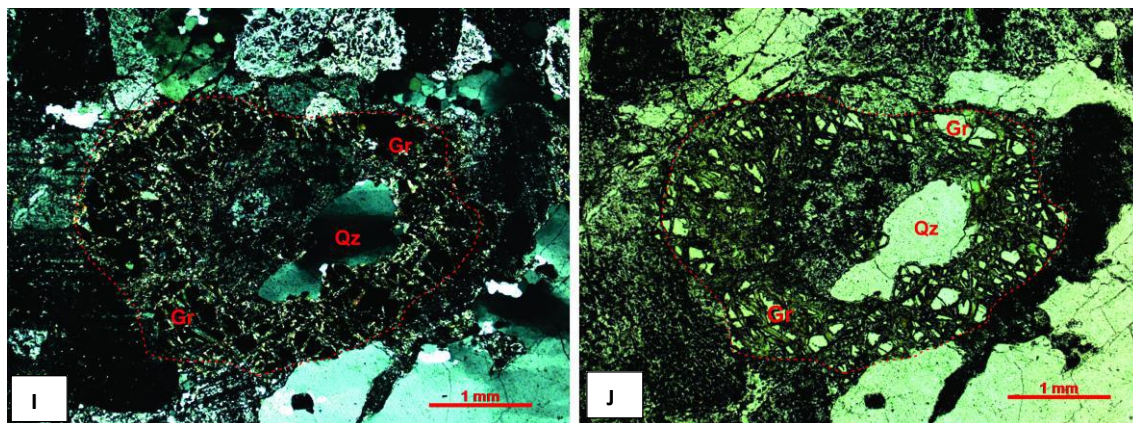
O zircão é euédrico, prismático e, normalmente, ocorre como pequenas inclusões (< 0,1mm) nos minerais, tem zoneamento característico. Na luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo alto e sem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 3ª ordem (azul e roxo), possui extinção reta e ausência de geminação e inclusões.

A clorita apresenta-se como alteração dos minerais máficos e sua coloração, semelhante com sua cor de interferência, azul turquesa (Fig. 16C e D). O plagioclásio apresenta seritização (alteração para sericita) e saussuritização (Fig. 16H - alteração para epidoto microcristalino).









**Figura 16:** A: Plagioclásio (Nicóis cruzados – 2,5x); B: Quartzo com contatos suturados (Nicóis cruzados – 2,5x); C: Biotita alterando para clorita e zircão incluído (Nicóis cruzados – 2,5x); D: Mesmo do C (Nicóis paralelos – 2,5x); E: Hornblenda com zoom na clivagem  $60^{\circ}$ - $120^{\circ}$  (Nicóis cruzados – 2,5x e zoom 10x); F: Mineral opaco com epitódo em sua volta (Nicóis cruzados – 10x); G: Textura que se assemelha com “ovo frito” do epidoto com alanita (Nicóis cruzados – 10x); H: saussuritização do plagioclásio (Nicóis cruzados – 20x); I: Granada fraturada (Nicóis paralelos – 2,5x); J: Mesmo do I (Nicóis cruzados – 2,5x).

A composição modal da rocha RF45-TO é de, *ca.*, 55% de Plagioclásio, 35% de Quartzo, 9% de Biotita e 1% dos minerais acessórios e secundários. Já a composição modal da RF82-TO é de, *ca.*, 52% de Plagioclásio, 41% de Quartzo, 6% de Biotita e 1% dos restantes dos minerais. Utilizando a classificação pelo QAP (Le Maître, 2002), as rochas foram plotadas no campo do tonalito (Fig. 17).

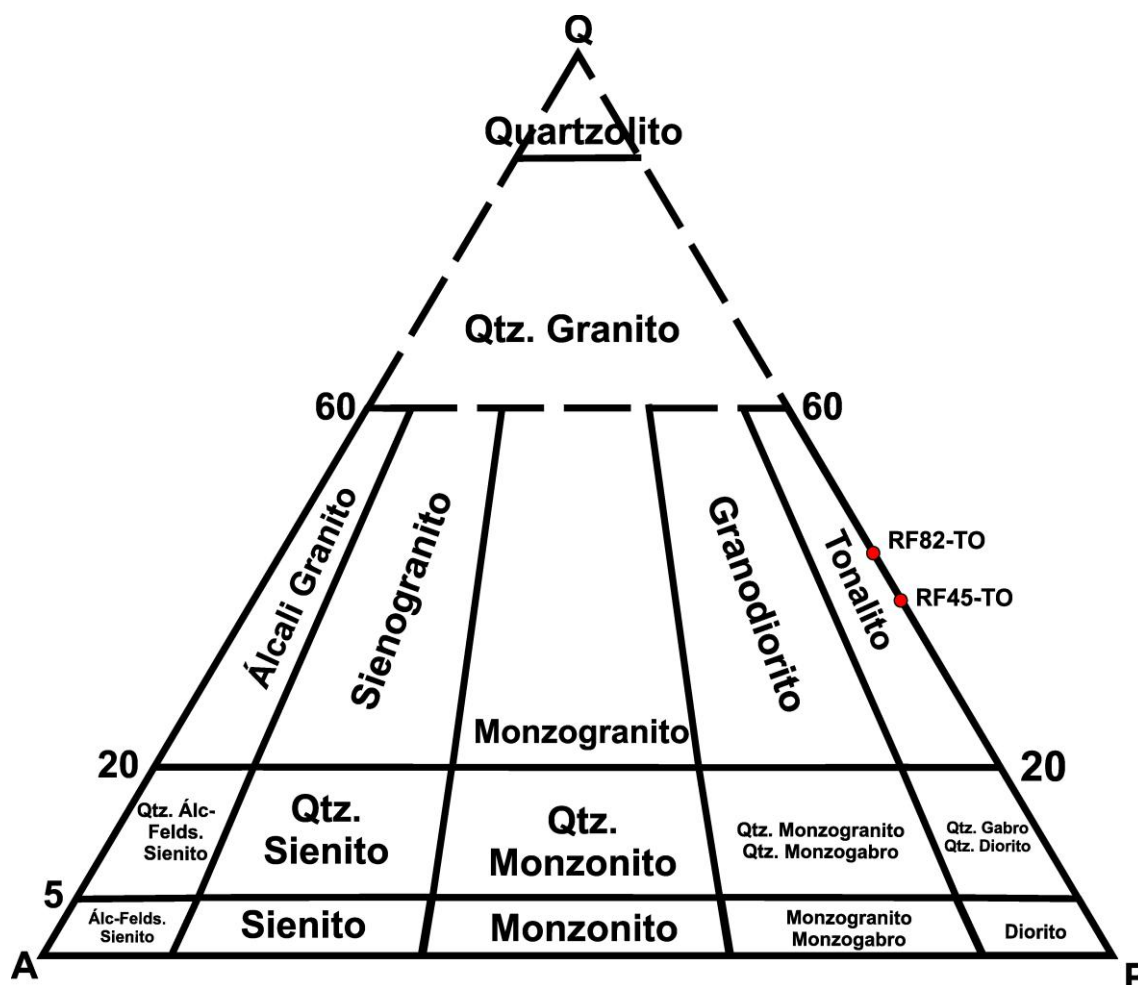


Figura 17: Classificação das amostras RF45-TO e RF82-TO segundo Le Maître (2002).

### 3.4.2 *Metadacito*

As amostras da unidade subvulcânica estudada são rochas bem semelhantes entre si. Correspondem a sete amostras de diferentes locais da área mapeada (Fig. 2): RF08-TO, RF11-TO, RF74-TO, RF92-TO, RF94-TO, RF103-TO e RF107-TO. As rochas são inequigranulares, porfiríticas, leucocráticas (23-29%) e com granulação fina (0,1mm – 1mm) da matriz e média (1mm – 5mm) dos fenocristais. Os fenocristais (ca. 34 a 43% da rocha) são de plagioclásio, quartzo, k-feldspato e, em alguns casos, de epidoto e hornblenda. A matriz (ca. 57 a 66% da rocha) é formada por quartzo, hornblenda, minerais opacos, biotita, mica branca e carbonato. Os minerais da matriz ocorrem orientados preferencialmente formando clivagem ardosiária observada por toda a rocha, a qual é defletida ao redor dos fenocristais.

Os fenocristais de plagioclásio (Fig. 18A) têm de 1 mm à 5 mm, com clivagem em duas direções (90°). Na luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem (cinza),



geminção carlsbard, textura mimerquítica (Fig. 17B) e inclusões ( $< 0,1$  mm) de apatita, zircão e opacos. Observa-se seritização (crescimento de mica branca fina - sericita) e saussuritização (substituição para epidoto microcristalino – nuvem de epidoto) do plagioclásio – Fig. 18A). Utilizando o gráfico de classificação do plagioclásio (Tröger, 1971) vimos que o ângulo de extinção dele varia de  $11^\circ$  à  $21^\circ$  (com média de  $16^\circ$ ), correspondendo a andesina.

O quartzo (Fig. 18C) ocorre na matriz ou como fenocristal. Os fenocristais têm de 1 mm à 2,5 mm e tem os contatos irregulares. Na luz polarizada paralela é incolor, apresenta relevo baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem (normalmente cinza ou amarelo), ausência de geminação, extinção ondulante, e possui inclusões ( $< 0,1$  mm) de apatita, zircão e opacos. A matriz é composta por minerais semelhantes, porém de menor tamanho (*ca.* 0,2 mm).

Os fenocristais de K-feldspato (Fig. 18D) têm de 1 mm à 2,5 mm e clivagem em duas direções. Na luz natura é incolor, apresenta relevo baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem (cinza), geminação tartan (vista raramente nos cristais), extinção oblíqua e inclusões ( $< 0,1$  mm) de apatita, zircão e opacos. Observa-se seritização (crescimento de mica branca fina – sericita) do K-feldspato.

O epidoto se encontra de duas formas distintas: em variedade microcristalina como resultado da saussuritização do plagioclásio e como fenocristais euédricos. Os fenocristais (Fig. 18E) têm de 0,2 mm à 1,2 mm. Na luz polarizada paralela é de verde bem claro, apresenta relevo alto e pleocroísmo de verde claro a incolor. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª à 3ª ordem (amarelo), não tem geminação, não tem inclusões e tem extinção oblíqua de ângulo baixo. Em alguns casos, apresenta textura que se assemelha a “ovo frito”, onde a alanita aparece no centro do epidoto (Fig. 18F).

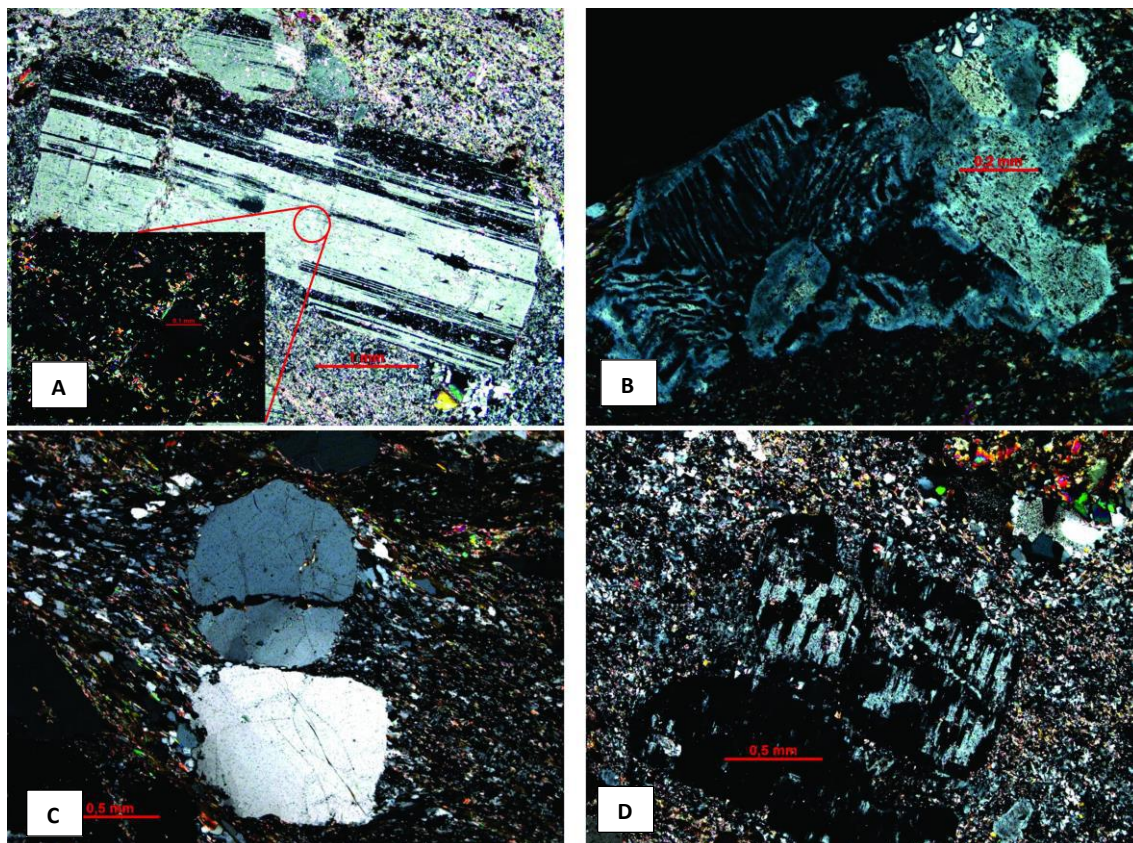
A hornblenda, semelhante ao epidoto, se encontra de duas formas distintas: na matriz e como fenocristal. Na matriz (Fig. 18G), tem, *ca.*, 0,2 mm. Na luz polarizada paralela é marrom esverdeado, apresenta relevo alto e pleocroísmo fraco. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 1ª ordem (verde musgo), com extinção oblíqua de ângulo baixo a médio e ausência de geminação e inclusão. Os fenocristais (Fig. 18H) têm 0,5 mm, clivagem característica e cor marrom escuro.

O mineral opaco (Fig. 18K) tem, na sua grande maioria, menos de 0,1 mm (matriz), mas há alguns grãos com, *ca.*, 0,8 mm, são euédricos e apresenta borda de transformação (alguns casos por completo – Fig. 18L). Um dos minerais opacos, que é diferenciado, é o rutilo (Fig. 18M e N) de até 1 mm. Na luz polarizada paralela e na luz polarizada cruzada apresentam cor vermelho intenso característico e relevo relativamente alto.

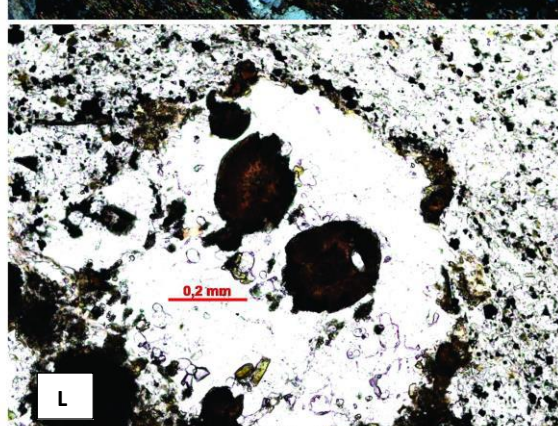
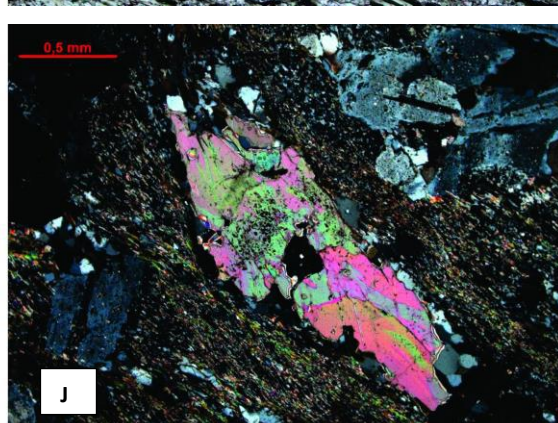
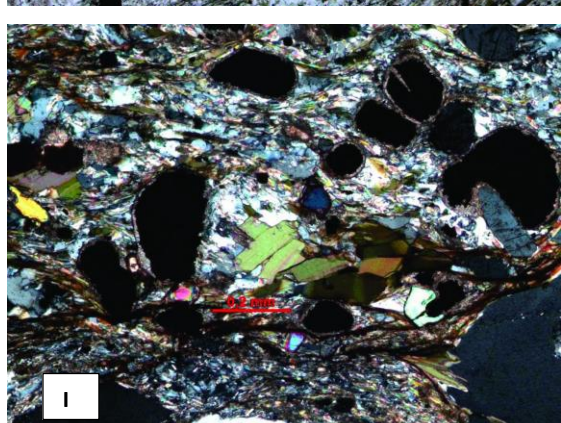
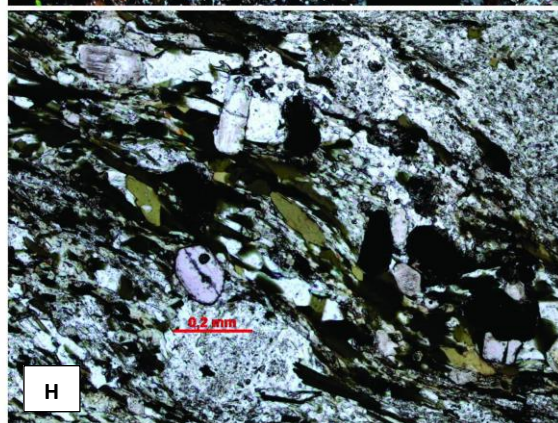
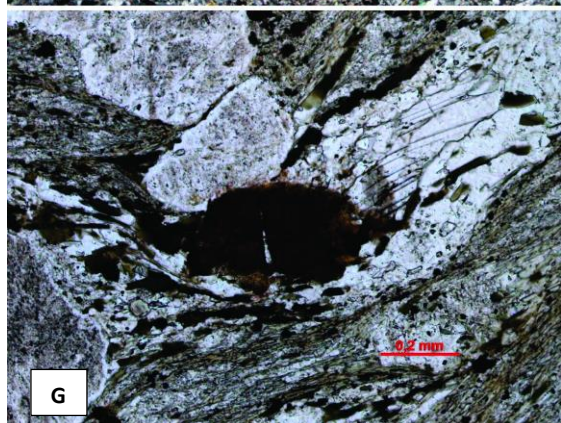
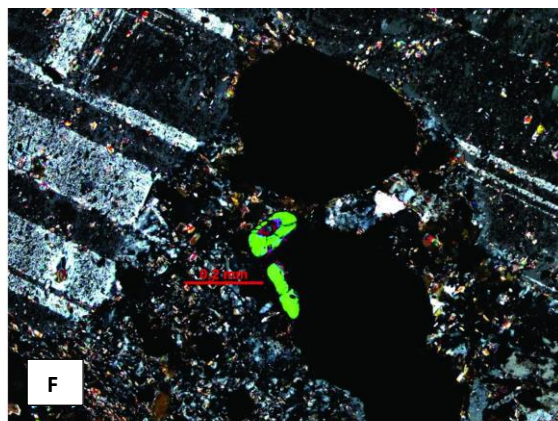
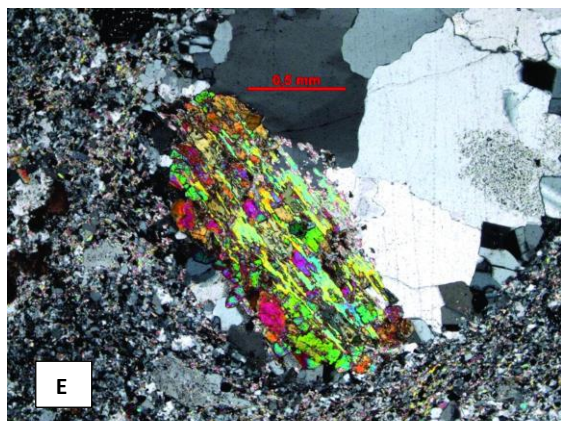
A biotita (Fig. 18I) tem, *ca.*, 0,2. Na luz polarizada paralela é verde musgo, apresenta relevo médio e pleocroísmo de verde musgo a incolor. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 3ª ordem (amarelo, verde e rosa), não tem geminação e inclusão, e sua extinção oblíqua de ângulo baixo. Apresenta uma característica tipo *bird eyes* em alguns casos.

A mica branca (Fig. 18J) tem, aproximadamente, 0,1 mm. Na luz polarizada paralela é incolor, relevo muito baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 2ª à 3ª ordem, não tem geminação e inclusões e sua extinção oblíqua de ângulo baixo. Além desses cristais pequenos, há cristais maiores, de 0,5 mm à 1,5 mm, presentes na foliação.

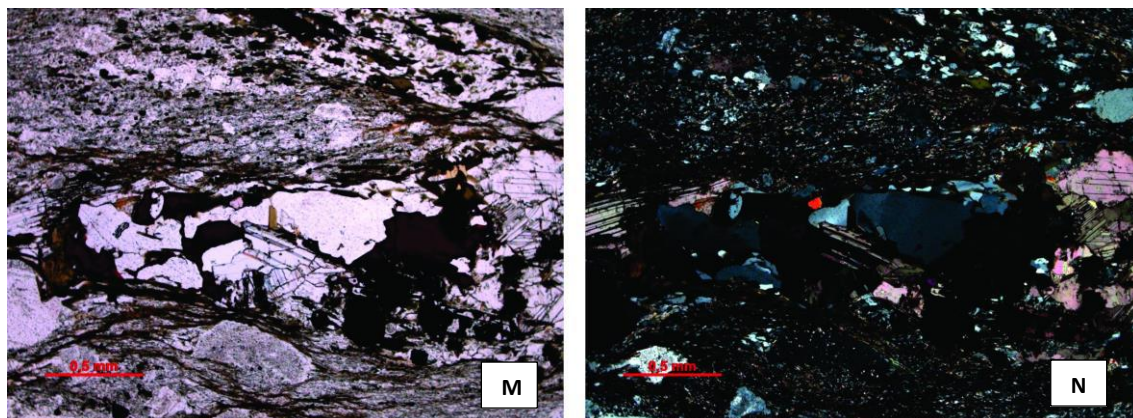
O carbonato (Fig. 18M e N) tem, aproximadamente, 0,5 mm e clivagem característica (quase 60° - 120°) em alguns casos. Na luz polarizada paralela é incolor, relevo muito baixo e não tem pleocroísmo. Já na luz polarizada cruzada tem cor de interferência de 3ª ordem, não geminação e inclusão, e sua extinção é reta.











**Figura 18:** A: Fenocristal de plagioclásio com geminação carlsbard e zoom na seritização e saussuritização (Nicóis cruzados - 2,5x e zoom 20x); B: Textura mimerquítica preservada (Nicóis cruzados - 10x); C: Fenocristal de quartzo e quartzo recrystalizado na matriz (Nicóis cruzados - 5x); D: Cristais de k-feldspato bem alterados por fluido (Nicóis cruzados - 5x); E: Fenocristal de epidoto (Nicóis cruzados - 5x); F: Pdrão conhecido como “ovo frito” (Nicóis cruzados - 10x); G: Fenocristal de Hornblenda (Nicóis descruzados - 10x); H: Hornblenda característica da matriz (Nicóis descruzados - 10x); I: Biotita localizada na matriz (Nicóis cruzados - 10x); J: Cristal de mica branca milimétrico e cristais menores na matriz (Nicóis cruzados - 5x); K: Minerais opacos na matriz e zoom nos euédricos (Nicóis descruzados - 5x e zoom 10x); L: Mineral opacos totalmente substituído (normalmente está substituído apenas na borda; Nicóis descruzados - 10x); M: Cristal de rutilo (avermelhado na luz polarizada paralela) e carbonato (Nicóis descruzados - 5x); N: Cristal de rutilo (avermelhado na luz polarizada paralela) e carbonato (Nicóis cruzados - 5x).

A tabela a seguir, contém a composição modal de todas as amostras que os minerais foram descritos acima e utilizando o diagrama QAP (Le Maître, 2002), as rochas foram plotadas no campo do Dacito (Fig. 19).

**Tabela 2:** Composição modal das amostras do metadacito.

AMOSTRA	Fenocristal Plagioclásio	Fenocristal Quartzo	Fenocristal K-feldspato	Fenocristal Hornblenda	Fenocristal Epidoto	Matriz
RF08-TO	18%	9%	8%	-	-	65%
RF11-TO	20%	10%	7%	1%	-	62%
RF74-TO	19%	13%	9%	-	-	59%
RF92-TO	20%	13%	8%	-	1%	58%
RF94-TO	21%	8%	8%	-	2%	61%
RF103-TO	25%	10%	8%	-	-	57%
RF107-TO	20%	8%	6%	-	3%	63%

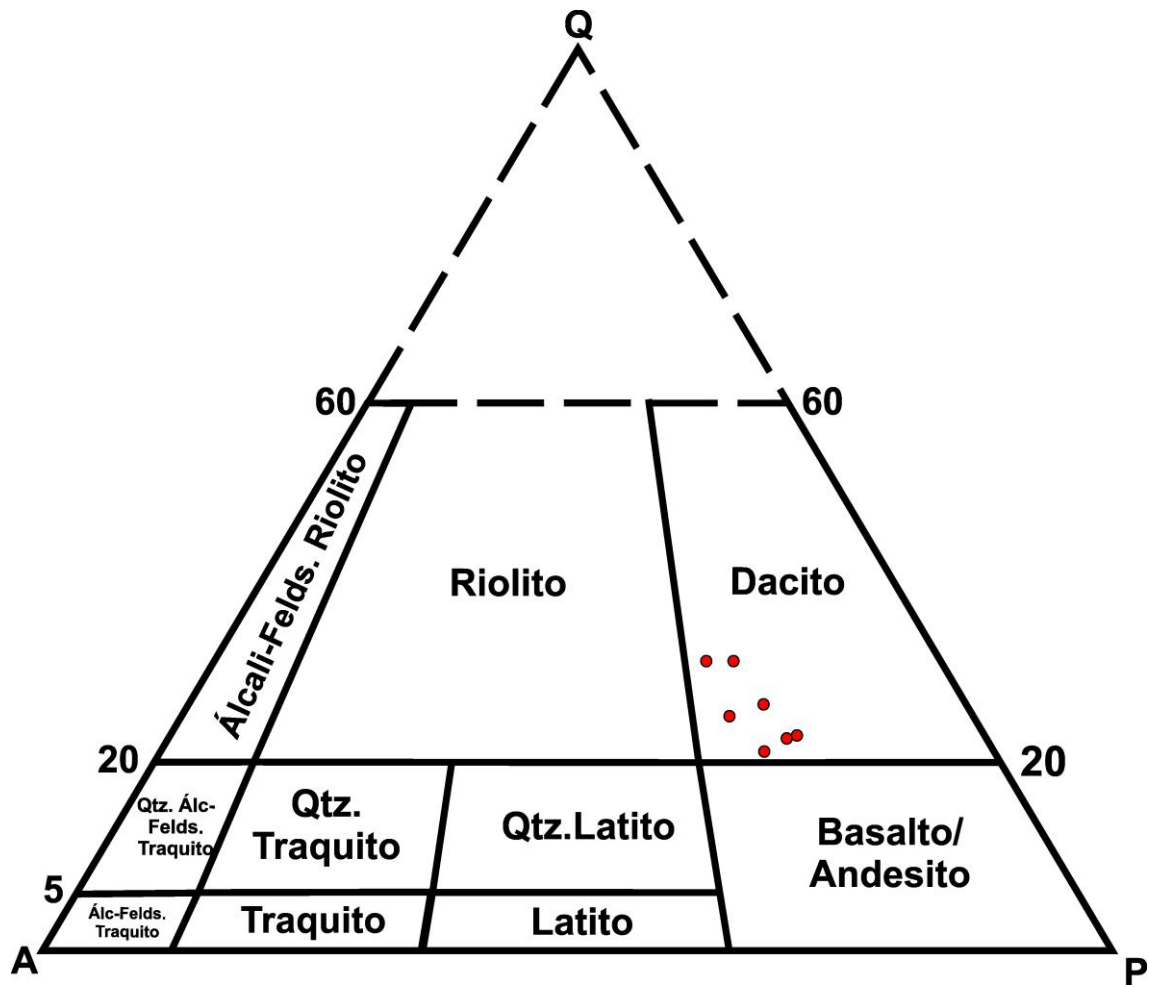


Figura 19: Classificação das amostras do metadacito segundo Le Maître (2002).

## 4 DISCUSSÃO

### 4.1 Correlações entre as unidades de mapeamentos e as unidades regionais do Grupo Araí

Utilizando o mapa geológico de Abdallah & Meneghini (2013) é possível comparar as rochas descritas pelo autor como pertencentes ao Grupo Araí e Suíte Aurumina, com as rochas encontradas na área mapeada, que foram classificadas por meio da mineralogia e granulação identificada.

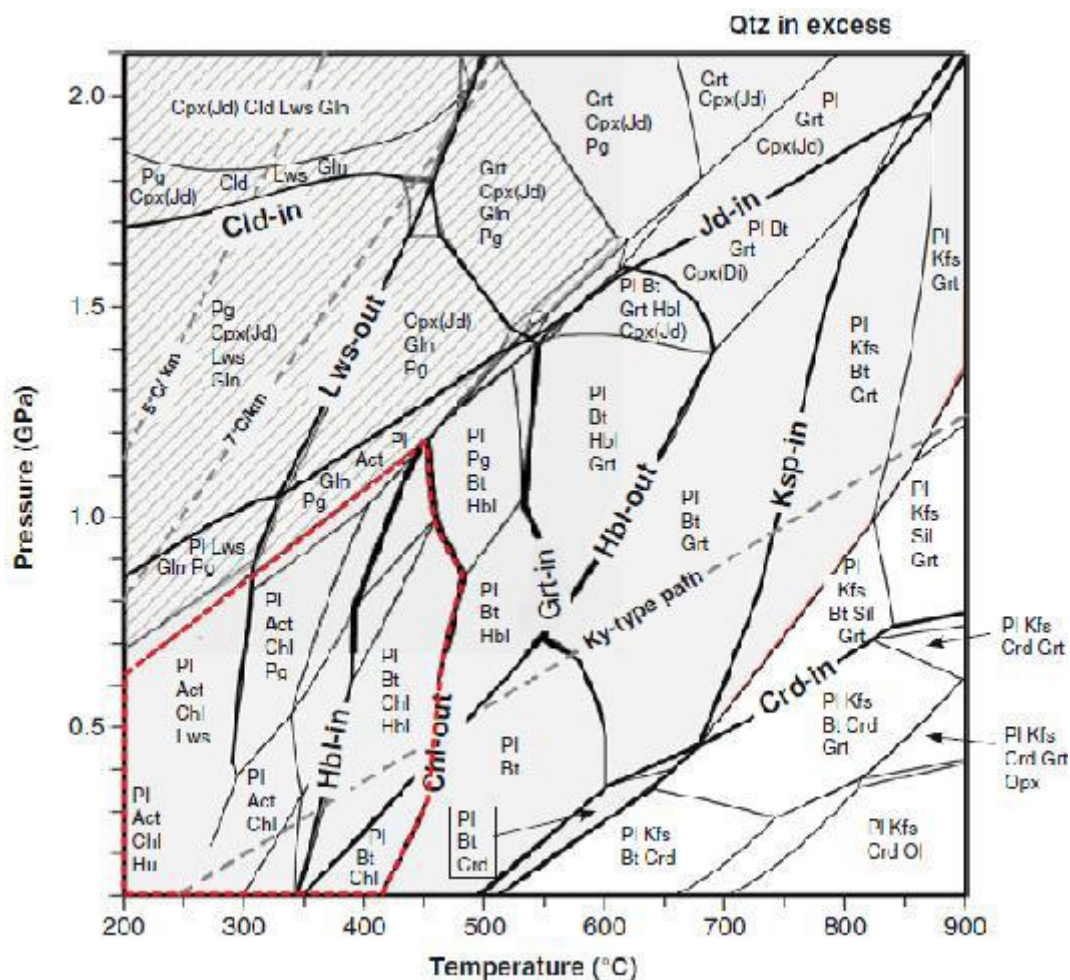
Com isso, o metatonalito, que apresenta o quartzo, plagioclásio, biotita, opacos e hornblenda como minerais primários, está inserido na litologia mais nova que apresenta fácies granodiorítica a tonalítica da Suíte Aurumina. O quartzito, que apresenta granulação fina encontrado na área, está associado a litologia mais velha (quartzitos finos) da Formação Arraias, Grupo Araí. Enquanto o metadacito, caracterizado por apresentar quartzo, plagioclásio e K-feldspato como fenocristais, e ser porfirítica, estar relacionado a litologia mais nova (metariodacito porfirítico) da Formação Arraias, Grupo Araí.

### 4.2 Condições de metamorfismo e relação com as fases de deformação

O domínio de P-T para o desenvolvimento da assembleia metamórfica observada nas unidades metatonalito e metavulcânica félsica foi estimado com base no gráfico para rochas quartzo-feldspáticas tipo *wackes*. Embora as rochas da área mapeada não sejam do tipo *wackes* (rochas hidratadas enquanto as do tipo granitoide são anídras), este gráfico foi utilizado pelo fato do sistema químico desses dois tipos de rocha serem semelhantes. O ambiente metamórfico no qual as rochas da área foram submetidas provavelmente continha uma grande quantidade de fluido, visto a assembleia metamórfica hidratada.

A petrografia revelou cloritização dos minerais máficos, seritização de plagioclásio e K-feldspato, saussuritização do plagioclásio e carbonato substituindo plagioclásio. Dessa forma acredita-se que a assembleia metamórfica encontrada no metatonalito e metadacito seja composta por epidoto, carbonato, clorita e sericita, sugerindo que as rochas de ambas unidades foram submetidas a metamorfismo de grau semelhante.

A partir do gráfico abaixo (Fig. 20) pode-se perceber que rochas foram submetidas a um metamorfismo de baixa pressão e temperatura variando de 200 a 450°C. Tal intervalo, corresponde a fácies xisto verde baixo.



**Figura 20:** Pseudoseção P-T proposta para metamorfismo de rochas quartzo-feldspáticas tipo wacke com a delimitação da provável condição P-T para o metamorfismo nas rochas estudadas representada pelo polígono em vermelho. Onde a assembleia mineral de equilíbrio é calculada em espaço P-T para uma composição granodiorítica e apresenta quartzo com todas as montagens minerais. (modificado de Bucher & Grapes - 2011).

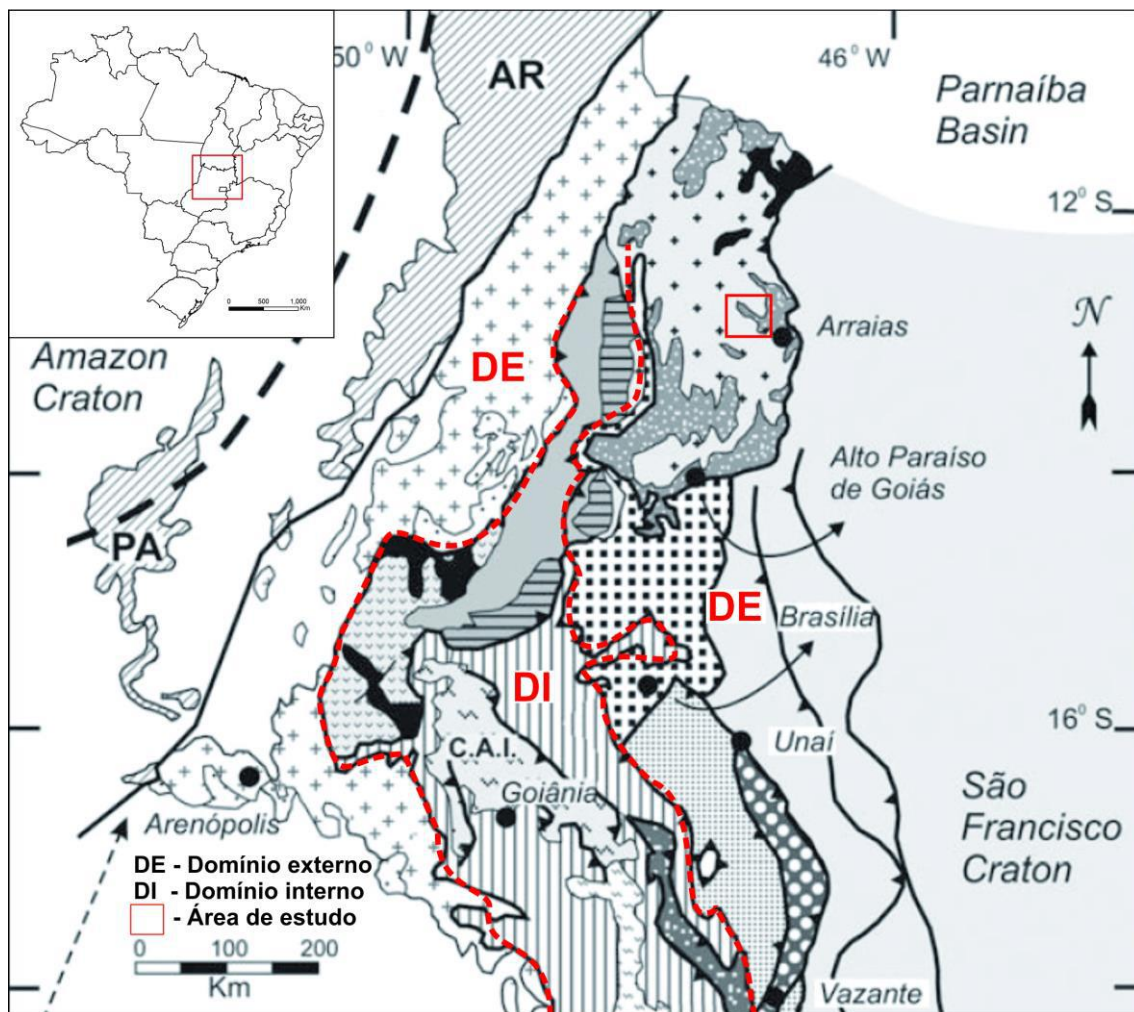
### 4.3 Geologia estrutural e evolução tectônica da área de estudo no contexto da Faixa Brasília

O pacote de quartzitos repousa em discordância erosiva sobre a unidade plutônica metatonalito. Posteriormente há um derrame da unidade metadacito. Em seguida, há uma deformação onde as rochas são dobradas com eixo NW - SE, e depois falhadas (reversas) no sentido do cráton São Francisco.

Utilizando a classificação da fácies metamórfica (Fig. 20) e o mapeamento geológico confeccionados durante o presente trabalho, juntamente da análise das falhas reversas e as camadas dobradas assimetricamente, pode-se perceber em qual contexto tectônico a área mapeada está inserida. Dessa forma, podemos concluir que a área em questão está inserida no contexto do domínio externo (Fig. 21), onde somente a fase Dp pode ser caracterizada.



A fácies xisto verde baixo das unidades da área mapeada está inserida no domínio externo, pois o domínio interno é caracterizado por metamorfismo mais intenso e o externo por um mais suave. Além disso, as dobras assimétricas e os epurrões, que apresentam sentido para o Cráton São Francisco, encontrados na área nos indica apenas a fase Dp situado no domínio externo, no qual as magnitudes de deformação são sensivelmente menores que no domínio interno.



**Figura 21:** Compartimentação dos domínios da Faixa Brasília modificado de Pimentel (2016) com destaque na área estudada (em vermelho).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdallah, S., & Meneghini, P. (2013). Mapa geológico 1:250.000 da CPRM, da folha SD.23-V-A.
- Almeida, F. (1968). Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. *Anais Acad. Bras.Ciências*, pp. 285-295.
- Almeida, F. (1977). Províncias estruturais brasileiras, (pp. 363-391). Simpósio de Geologia do Nordeste - Campina Grande.
- Alvarenga, C., Botelho, N., Dardenne, M., Lima, O., & Machado, M. (2007). Nota Explicativa da Folha SD.23-V-C-V (Cavalcante) – escala 1:100.000. *UnB/CPRM, Goiás*, 76.
- Araújo Filho, J. (1999). Structural characteristics and tectonic evolution of Pirineus syntaxes, central Brazil. *PhD Thesis, Univ. of Illinois. (Unpublished).*, p. 418.
- Araújo Filho, J. (2000). The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection between Brasiliano fold-trust belts in Central Brazil and implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:144:148.
- Barbosa, O., Baptista, M., Braun, O., Dyer, R., & Cotta, J. (1969). Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. *Relatório Prospec/DNPM*, 225.
- Botelho, N.F. (1999). Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. *SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 7, Brasília, Anais*, p. 17.
- Botelho, N. F., Dantas, E. L., Fuck, R. A., Laux, J. H., & Junges, S. L. (2006). The Paleoproterozoic peraluminous Aurumina granite suite, Goiás and Tocantins, Brazil: geological, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *The Paleoproterozoic record of the São Francisco craton, Ouro Preto*, 92.
- Brito Neves, B. (2002). Main stages of development of the sedimentary Basins of South America and their relationship with the tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, pp. 175-196.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*.
- Costa, L., & Angeiras, A. (1971). Geosynclinal Evolution in the Epi - Baikalian Plataform of Central Brasil. Em *Geol.Rundschau*, v.60, n(2) (pp. 1024-1050).
- Dardenne, M. (2000). The Brasília Fold Belt. Em E. M. In: U.G. Cordani, *Tectonic Evolution of South America*. (31ª ed., pp. 231-263).
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M.M., Heinick, C.A. (2003). Província Tocantins. Em L. Bizzi, C. Schobbenhaus,

- R. Vidotti, & J. Gonçalves, *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (pp. 281-292).
- Faria, A. (1995). Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança-Alto Paraíso de Goiás. *Tese de doutorado, UnB - IG*, 199.
- Fernandes, P. M. (1982). Formação Ticunzal. In: *Projeto RADAMBRASIL, Folha SD-23, Brasília, MME*, pp. 61-63.
- Fuck, R. (1994). A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. *SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais*, pp. 1:184-187.
- Fuck, R., & Marini, O. (1979). Projeto São Félix: Geologia da Folha Córrego São Bento. Brasília: UB/Eletronorte. p. 49.
- Fuck, R., & Pimentel, M. (1994). Compartimentação tectônica na porção ocidental da Província Tocantins. *38ª Cong. Bras. Geologia, Bol. Res. Expandidos, V.1:*, pp. 215-216.
- Fuck, R., & Pimentel, M. (2005). Compartimentação da Faixa Brasília. *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia*, pp. 26-27.
- Fuck, R., Krogh, T., Naldrett, A., & Ferreira Filho, C. (1992). Zircon and rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, 68:, 241-255.
- Fuck, R., Pimentel, M., & Dardenne, M. (1993). As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: Síntese dos conhecimentos. Em Domingues, J.M.L. & Misi, A. (eds), *O Cráton do São Francisco, SBG/SGM/CNPq*.
- Giustina, M., Oliveira, C., & Pimentel, M. (2009). Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U–Pb and Sm–Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research* v172, 67–79.
- Junges, S., Pimentel, M., Dantas, E., & Laux, J. (2003). New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: Two hundred million years of arc building. *South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil, Short Papers 1*.
- Kuyumjian, R.M., & Araújo Filho, J. (1994). Controle estrutural das mineralizações auríferas no Maciço de Goiás. *SBG Simposio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais, 1*, pp. 40-42.
- Le Maitre, R. W. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms:.

- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2. ed. Edinburgo: Cambridge University Press.
- Mackenzie, W., Donaldson, C., & Guilford, C. (1982). *Atlas of Igneous Rocks and their Textures*, (p. 148). London: Longford.
- Marini, O., Liberal, C., Reis, L., Trindade, C., & Souza, S. (1978). Nova unidade litostratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás. *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, Bol. Esp., 1: 126-127.
- Marques, G. (2010). *Geologia dos grupos Arai e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 116p
- Moraes, R. F. (2006). The bimodal rift-related Juscelândia volcano-sedimentary sequence in Central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences* 20 , 287-301.
- Oliveira, C., Oliveira, F., & Fuck, R. (2006). Nota explicativa da Folha Campinorte, 1:100.000. *Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB), FUB-CPRM*.
- Pimentel, M. F. (2016). The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 7-82.
- Pimentel, M. F. (1999). Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 28:, pp. 463-483.
- Pimentel, M. F. (2004). U-Pb and Sm-Nd of the Niquelândia layered complex: Meso (1.25) and Neoproterozoic (0.79) extensional events in central Brazil. *Precambrian research* 18, , pp. 187-201.
- Pimentel, M. F. (2001). Geologia das jazidas auríferas Mina 3 e Mina Nova, greenstone belt de Crixás. *Jost, H.; Brod, J. A.; Queiroz, E. T. (eds.) Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros Brasileiros. Brasília, DNPM/ADIMB*, 243-293.
- Pimentel, M. F., & Botelho, N. F. (2001). Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73, 263 – 276.
- Pimentel, M. F., & Fuck, R. A. (1987). Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 2-14.
- Pimentel, M. F., & Fuck, R. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* . *Revista Brasileira de Geociências* v.20, (4), 375-379.

- Pimentel, M. F., Fuck, R., Jost, H., Ferreira Filho, C., & Araújo, S. (2000). The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. *Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*, 195-229p.
- Pimentel, M. F., Heaman, L., & Fuck, R. (1991). U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 329-339.
- Piuzana, A. P. (2003). SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, 125:, pp. 139-160.
- Queiroz, C., & Jost, H. (1998). Polycyclic deformation on an Archean crustal segment of the Goiás Massif, central Brazil. *International Conference on Basement Tectonics 14, Ouro Preto (MG), Proceed...*, pp. 166-169.
- Rodrigues, J., Gioia, S., & Pimentel, M. F. (1999). Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2), 207-216.
- Tröger, W. (1971). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *Teil 1 Bestimmungstabellen. 4 Neu bearbeitete Auflage von HU bambauer F Taborszky HD Trochim 188 pp, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart. English trans 1979 Fifth German Edition 1982*, 129.
- Trouw, R., Passchier, C., & Wiersma, D. (2009). *Atlas of Mylonites and related microstructures*.
- Uhlein, A., Fonseca, M. A., & Seer, H. J. (2017). Tectônica da Faixa de dobramentos Brasília - Setores setentrional e meridional. *Geonomos*.